

# **CARACTERIZACIÓN SISMOGÉNICA DEL CARIBE COLOMBIANO**

**JUAN SEBASTIÁN OSORNO BOLÍVAR**

**Trabajo de grado para optar al título de  
Ingeniero Geólogo**

**Dirección:**

**Isabel C. Restrepo Correa, Ing. Geóloga, MSc.**

**Asesoría:**

**Olga P. Bohórquez Orozco, Ing. Geóloga.**



**UNIVERSIDAD EIA  
INGENIERÍA GEOLÓGICA  
ENVIGADO  
2019**

La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.

Jovani, Liana, Andrés; aunque han sido abrumadores los sacrificios de ausencia, recursos, tiempo y dedicación, sin ustedes no habría sido posible cumplir este sueño de ser finalmente un ingeniero. Les dedico este trabajo y les agradezco por su amor y comprensión, son los mejores padres y hermano.

Luisa, sin ti me hubiese perdido en el camino, gracias por estar a mi lado cuándo más lo necesité todo este tiempo. Eres una gran compañera de vida que me ha mostrado su amor incondicional y has aportado a mi crecimiento. Te llevo siempre conmigo.

*“Man muß Alles so einfach wie möglich machen. Aber nicht einfacher”*

## AGRADECIMIENTOS

A la Universidad EIA, por ofrecer un espacio donde profesores, compañeros y amigos, influyeron en mi aprendizaje académico, así como a mi desarrollo personal a lo largo de toda mi carrera.

A mi directora de trabajo de grado, Isabel Restrepo, por motivarme siempre a hacer más de lo que se espera; por guiarme y acompañarme en la realización y culminación de este proyecto.

Al Servicio Geológico Colombiano (SGC), especialmente a Olga Bohórquez mi asesora en sismología, cuya dedicación se convirtió en mi apoyo al ofrecerme su conocimiento técnico y académico; a Patricia Pedraza por el aporte de software y programas y a Lina Paola Aguirre por suministrar los datos usados.

Al centro de investigación geocientífico alemán -*Deutsches Geoforschungszentrum* (GFZ)- y a Simone Cesca, por ofrecerme la oportunidad de realizar mi práctica investigativa en Potsdam y aportar al desarrollo de esta tesis.

La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.

# CONTENIDO

	pág.
INTRODUCCIÓN.....	13
1. PRELIMINARES.....	15
1.1 Planteamiento del problema .....	15
1.2 Objetivos del proyecto .....	16
1.2.1 Objetivo General.....	16
1.2.2 Objetivos Específicos .....	16
1.3 Marco de referencia.....	16
1.3.1 Antecedentes .....	16
1.3.2 Marco teórico.....	19
1.3.3 Marco geológico y geotectónico del Caribe .....	23
2. METODOLOGÍA.....	27
2.1 Localización del área de estudio.....	27
2.2 Datos y Métodos.....	28
2.2.1 Adquisición de sismos iniciales y división por cuadrantes.....	28
2.2.2 Relocalización de hipocentros .....	35
2.2.3 Mecanismos focales .....	45
2.2.4 Revisión de magnitudes .....	47
2.2.5 Incorporación de insumos geofísicos adicionales .....	48
3. PRESENTACIÓN Y DISCUSIÓN DE RESULTADOS.....	49
3.1 Modelos de velocidad .....	49
3.2 Dominios corticales .....	53
3.3 Mecanismos focales .....	57

La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.

3.3.1	Dominios estructurales .....	57
3.3.2	Soluciones de referencia .....	60
3.3.3	Soluciones propias .....	62
3.3.4	Revisión de magnitudes .....	67
3.4	Interpretación conjunta .....	68
4.	CONCLUSIONES Y CONSIDERACIONES FINALES .....	80
	REFERENCIAS .....	82
	ANEXOS .....	89

## LISTA DE TABLAS

	pág.
Tabla 1. Modelo <i>a priori</i> de Ojeda. Elaboración propia. ....	36
Tabla 2. Modelo <i>a priori</i> de alta velocidad de Syracuse. Elaboración propia.....	38
Tabla 3. Modelo <i>a priori</i> de baja velocidad de Syracuse. Elaboración propia.....	39
Tabla 4. Modelo final refinado. La profundidad inicial (-6 km) refleja la ubicación de la estación sísmica más elevada considerada en su cálculo; en otras palabras, se considera la topografía. Elaboración propia. ....	52
Tabla 5. Modelos finales continental y oceánico. Elaboración propia. Nótese diferencias en las interfaces de profundidad definidas para los valores de velocidad, esto se debe al proceso de refinamiento de valores cercanos en cada dominio cortical. ....	54
Tabla 6. Lista de sismos ( $z < 60$ km y $M_L > 4.0$ ) dentro de los dominios estructurales. Elaboración propia.....	57
Tabla 7. Detalles de los mecanismos focales de referencia en comparación con los propios. Elaboración propia. ....	62
Tabla 8. Parámetros de fuente sísmica resultante de las soluciones propias. Elaboración propia. ....	67

La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.

# LISTA DE FIGURAS

pág.

Figura 1. Sistema Andino de Colombia y sus características estructurales principales. Fuente: (Cortés & Angelier, 2005). .....	17
Figura 2. Inversión de tiempos de llegada para la generación de un modelo de velocidad. Fuente: (Shearer, 2009). .....	20
Figura 3. Triangulación del epicentro por el Método de los Círculos. Fuente: (Estrada & Goldbach, 2011) .....	22
Figura 4. Mapa lito-tectónico y morfoestructural de Sur América noroccidental. Fuente: (Fabio Cediel & Shaw, 2019). .....	26
Figura 5. Localización del área de estudio. Elaboración propia, adaptado de la información base del Marco Geoestadístico Nacional (2017) y DEM del satélite ALOS PALSAR (2018). .....	27
Figura 6. Flujograma metodológico integral del trabajo. Elaboración propia. ....	28
Figura 7. Mapa de localización inicial de los sismos. Temporalidad: 01/06/93-07/05/18. Rango de magnitudes: 0.5-6.4. Elaboración propia, adaptado de la información base del Marco Geoestadístico Nacional (2017), RSNC y DEM del satélite ALOS PALSAR (2018). .....	30
Figura 8. Ruido temporal en el registro sísmico. Fuente: (Estrada, 2009) .....	31
Figura 9. Mapa de distribución inicial de profundidades y magnitudes. Elaboración propia, adaptado de la información base del Marco Geoestadístico Nacional (2017), RSNC y DEM del satélite ALOS PALSAR (2018). .....	34
Figura 10. Modelo <i>a priori</i> de Ojeda. Elaboración propia. ....	37
Figura 11. Modelo <i>a priori</i> de altas velocidades de Syracuse. Elaboración propia. ....	38
Figura 12. Modelo <i>a priori</i> de bajas velocidades de Syracuse. Elaboración propia. ....	40
Figura 13. Varianza de datos, RMS medio residual y RMS vs Número de Iteraciones - Cuadrante 4, corrida 4, modelo de velocidades <i>a priori</i> de Syracuse Alto. Elaboración propia. ....	41
Figura 14. Vp (km/s) y dvp (km/s) vs Profundidad (km) para las 10 iteraciones - Cuadrante 4, corrida 4, modelo <i>a priori</i> de Syracuse Alto. Elaboración propia. ....	42

La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.

Figura 15. Vs (km/s) y dvs (km/s) vs Profundidad (km) para las 10 iteraciones - Cuadrante 4, corrida 4, modelo <i>a priori</i> de Syracuse Alto. Elaboración propia. ....	42
Figura 16. Modelos de velocidad final (B1 y B2) resultantes de dos procedimientos de inversión idénticos con los mismos datos (sismos), pero con dos modelos de velocidad iniciales (A1 y A2). Fuente: (Kissling et al., 1995). ....	44
Figura 17. Flujograma del procedimiento general en VELEST. Fuente: Kissling et al, (1995). ....	44
Figura 18. Modelos <i>a posteriori</i> por cuadrante. Los cuadrantes 2 y 3 se tomaron como uno debido a que la cantidad de sismos representativos era inferior a 500 de forma individual. Elaboración propia. ....	50
Figura 19. Modelos <i>a posteriori</i> para cada cuadrante (Vp y Vs). Elaboración propia. ....	51
Figura 20. Modelo final refinado. Elaboración propia. ....	52
Figura 21. Sismos iniciales y sismos relocalizados en el dominio continental empleando el modelo de velocidades correspondiente. Líneas color carmesí: SB: Sutura de Bloque (Romeral); CDC: Cinturón deformado del Caribe; SMB: Sistema de fallas Santa Marta-Bucaramanga; OP: Sistema de fallas Oca-El Pilar; SBA: Sutura de Bloque Acrecionado y CSA: Cratón Suramericano identificados por Restrepo et al, (2017). Elaboración propia. ....	55
Figura 22. Sismos iniciales y sismos relocalizados en el dominio oceánico empleando el modelo de velocidades correspondiente. Abreviaturas de fallas y límites tectónicos igual que en la Figura 21. Elaboración propia. ....	56
Figura 23. Mapa de sismos seleccionados para la inversión de mecanismo focal y dominios estructurales correspondientes. Rojo: Sismos en dominio estructural 1-Guajira (20 eventos). Azul: Sismos en el dominio estructural 2-Golfo de Urabá (14 eventos). Elaboración propia. ....	59
Figura 24. Mapa de mecanismos focales de referencia. Rojo: Catálogo Global CMT (6 soluciones, 3 en el dominio Guajira y 3 en el dominio Golfo de Urabá). Azul: Catálogo RSNC (una solución de ISOLA en el dominio Guajira y 2 soluciones de polaridades en el dominio Golfo de Urabá). Elaboración propia. ....	61
Figura 25. Archivo de salida de Rapidinv donde se detalla los resultados del primer paso de inversión. Entre la información se muestra el espacio parametral y los planos nodales. ....	63
Figura 26. Archivo de salida de Rapidinv donde se detalla los resultados del segundo paso de inversión. Entre la información se muestra la exploración del centroide y el mecanismo focal con polaridad. ....	64

La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.

Figura 27. Distribución espacial de cada una de las estaciones empleadas para la construcción del mecanismo focal del sismo 28-11-2014. Las estaciones marcan en este caso un gran gap azimutal de $\sim 220^\circ$ .....	65
Figura 28. Mapa de resultados de inversión de mecanismos focales con calidad A y estaciones consideradas en el procesamiento. Dominio Guajira: 13 soluciones. Dominio Golfo de Urabá: 10 soluciones. Elaboración propia. ....	66
Figura 29. Modelos de velocidades finales continental y oceánico. Elaboración propia. Nótese similitud en campo de velocidades secundarias y contraste en campo de velocidades principal. ....	69
Figura 30. Mapa de distribución final de profundidades y magnitudes. Elaboración propia, adaptado de la información base del Marco Geoestadístico Nacional (2017), RSNC y DEM del satélite ALOS PALSAR (2018). ....	70
Figura 31. Mapa general de perfiles lineales de las profundidades de los sismos relocalizados. Elaboración propia, adaptado de la información base del Marco Geoestadístico Nacional (2017), RSNC y DEM del satélite ALOS PALSAR (2018). D.C.: Dominio continental, D.O.: Dominio oceánico. Abreviaturas de fallas igual que en la figura 30. ....	71
Figura 32. Mecanismos focales y mapa de perfil BB': Delta del Magdalena. Elaboración propia, adaptado de la información base del Marco Geoestadístico Nacional (2017), RSNC y DEM del satélite ALOS PALSAR (2018). Abreviaturas de fallas igual que en la figura 30. ....	72
Figura 33. Mecanismos focales y mapa de perfil CC': Sierra Nevada de Santa Marta. Elaboración propia, adaptado de la información base del Marco Geoestadístico Nacional (2017), RSNC y DEM del satélite ALOS PALSAR (2018). Abreviaturas de fallas igual que en la figura 30. ....	73
Figura 34. Mecanismos focales y mapa de perfil DD': Zona de la Guajira. Elaboración propia, adaptado de la información base del Marco Geoestadístico Nacional (2017), RSNC y DEM del satélite ALOS PALSAR (2018). Abreviaturas de fallas igual que en la figura 30. ....	74
Figura 35. Mecanismos focales y mapa de perfil AA': Arco Panamá-Chocó. Elaboración propia, adaptado de la información base del Marco Geoestadístico Nacional (2017), RSNC y DEM del satélite ALOS PALSAR (2018). Abreviaturas de fallas igual que en la figura 30. ....	75
Figura 36. Mecanismos focales y mapa de perfil EE': Paleo subducción del Caribe. Elaboración propia, adaptado de la información base del Marco Geoestadístico Nacional (2017), RSNC y DEM del satélite ALOS PALSAR (2018). Abreviaturas de fallas igual que en la figura 30. ....	76

La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.



Figura 37. Soluciones de mecanismos focales propios. A: Dominio estructural Guajira. B: Dominio estructural Golfo de Urabá. Abreviaturas de fallas igual que en la figura 30. Elaboración propia..... 78

## LISTA DE ANEXOS

	pág.
Anexo A. Instrucciones y parámetros de VELEST usados en este trabajo según recomendaciones de (Kissling et al., 1994).....	89

## RESUMEN

Las imprecisiones en el cálculo de la localización rutinaria de los sismos en la zona de convergencia de la Placa Caribe y el Bloque Norandino que preceden la asociación de estas expresiones geofísicas a procesos geológicos y tectónicos, son causadas por la superficialidad de procesamiento por parte de agencias sísmicas (como RSNC y USGS). En este sentido, la pregunta de investigación que se resuelve en este trabajo atiende una caracterización de las fuentes sismogénicas del Caribe colombiano en tanto se incluyan todas las consideraciones metodológicas, como lo son la definición de un área de estudio, la construcción de una base de datos, el preprocesamiento de la información, la división por zonas (cuadrantes) de comportamiento geológico, sismológico y tectónico similar, el cálculo de modelos de velocidades adecuados al tipo de corteza existente, la relocalización de los eventos, el cálculo de mecanismos focales en zonas de deformación cortical similar y la incorporación de insumos geofísicos adicionales.

En este sentido se identificaron fuentes sismogénicas a partir de una interpretación conjunta de los resultados. Dichas fuentes se delimitaron espacialmente como superficiales (0-30 km), intermedias (30-70 km) y profundas (>70 km). De estas se destacan las fuentes del Cratón Suramericano, del sistema de fallas Romeral hacia el oriente, de la Sierra Nevada de Santa Marta, del Nido de Bucaramanga y del Arco Panamá-Chocó. Además, se propuso un cúmulo sísmico que indicaría la interacción entre el sistema de fallas Santa Marta-Bucaramanga y Oca-El Pilar en su punto de intersección costa afuera.

También se describió el efecto de la convergencia de al menos tres placas tectónicas mediante el análisis de zonas de Wadati-Benioff con perfiles sísmicos en toda el área de estudio. Para la zona norte cambia la expresión del Moho hacia el oriente y se describe como una subducción incipiente, dúctil y de bajo ángulo que no se relaciona con la Placa Paleo-Caribe encontrada más al sur (fría y frágil). En la zona occidental la interacción del punto triple Nazca - Placa Caribe - Bloque Norandino describe movimientos compresivos fuertes y levantamiento tectónico. Se hace evidente la necesidad de seguir con el cálculo de mecanismos focales e interpretaciones más profundas de magnitudes con el fin de obtener un tensor de esfuerzos que permita describir los regímenes locales de presión o tensión. Por último, cabe resaltar la utilidad de estas derivaciones en la actualización de modelos geológicos de la que se basan los proyectos de gestión de riesgo y de exploración mineral.

**Palabras clave:** modelos de velocidades, fuente sismogénica, relocalización, mecanismo focal, zona de Wadati-Benioff.

## ABSTRACT

The uncertainties on the calculation of seismic routine event localization occurring at the convergence zone between the Caribbean Plate and Norandean Block which precede the linkage of these geophysical expressions to geologic and tectonic processes, are mainly caused by shallow procedures adopted by seismic agencies such as the RSNC and the USGS. Given this, the research question answered in this thesis focuses on the characterization of seismogenic sources of the Caribbean as long as all methodological considerations are taken into account. These include: Defining the study area, creating a database, pre-processing information, dividing data according to similar geology, seismologic and tectonic behavior (quadrants), calculating velocity models appropriate for existing crust types, relocalization of events, calculation of focal mechanisms on areas of related crustal deformation and the inclusion of additional geophysical inputs.

Accordingly, the seismogenic sources were identified stemming from a joint result interpretation. The aforesaid sources were spatially constrained as being superficial (0-30 km), intermediate (30-70 km) and deep (>70 km). Of these, the most outstanding are located on the South American Block, Romeral fault (especially to the east of this Fault System), Sierra Nevada de Santa Marta, Bucaramanga Nest and Panama-Choco Arc. Furthermore, a seismic cluster indicating the interaction between the Fault Systems of Santa Marta-Bucaramanga and Oca-El Pilar was proposed on its offshore intersection point.

In addition, the effect of convergence of at least three tectonic plates was explained by means of the analysis of Wadati-Benioff zones brought up by seismic profiles across all the study area. For the northernmost part of the study area, the Moho's expression changes eastward and it is described as a shallowly dipping, ductile, incipient subduction not related to the Paleo-Caribbean Plate found southward (cold and fragile). In the western part of the study area, the Nazca - Norandean Block - Caribbean Plate triple point interaction describes strong compressional movements as well as tectonic uplifting. It is made apparent the requirement of continuing with focal mechanisms calculation and deeper interpretation of magnitudes with aims to obtain a stress tensor useful for describing local pressure and strain regimes. Finally, it is imperative to highlight the usefulness of the deductions herein presented as having direct impact on the update of the geologic models in which geological risk and exploration projects are based upon.

**Keywords:** velocity models, seismogenic source, relocalization, focal mechanism, Wadati-Benioff zone.

## INTRODUCCIÓN

El desarrollo de las actividades propias del ser humano ha estado siempre ligado a las condiciones naturales del entorno que le rodean, entre las más críticas se encuentra la búsqueda de espacios habitables. La sismicidad es una de las condiciones que afectan en gran medida la localización, diseño y gestión de riesgo geológico de los lugares donde se habita. La rápida, y en muchos casos, inesperada liberación de energía elástica debida al deslizamiento de la corteza terrestre o movimientos relativos de fallas, es propagada a través de medios mecánicos como lo son la misma corteza y la masa oceánica, llegando así a afectar los cimientos de las estructuras que se encuentren en superficie de manera directa o indirecta, y por consiguiente poniendo en peligro las vidas humanas (Tarbuck & Lutgens, 2014).

Aunque las causas de la sismicidad están bien fundamentadas teóricamente, y sus efectos superficiales propiamente documentados y estudiados (existiendo incluso métodos establecidos para estimar la vulnerabilidad y el riesgo estructural civil que presenta la ocurrencia de un terremoto (Tsionas *et al*, 2016)). En los últimos años la cuantificación de exposición al riesgo de este tipo ha cobrado especial interés debido a que una caracterización sismogénica de las fallas de una región puede traer ventajas en el ámbito preventivo (Bohórquez Orozco, comunicación personal, febrero 14 de 2018).

El aporte de una caracterización sismogénica a la estimación de la amenaza es que en este proceso se realiza el cálculo de hipocentros y revisión de magnitudes de los eventos para asociarlos a procesos tectónicos actuales, información que es de carácter más cuantitativo y por lo tanto contribuye más en la definición de estrategias de disminución de la vulnerabilidad y riesgo geológico.

Adicionalmente, la caracterización sismogénica aporta información suficiente que permitiría proponer, descartar o modificar modelos de configuración geológica regional. Por mencionar algunos ejemplos: la definición de una interfaz entre la corteza terrestre y el manto superior fue posible de determinar dadas las diferencias de velocidades de onda observadas por Andrija Mohorovičić (Schlumberger Oilfield Glossary, 2010). La validación del paradigma de la existencia de las placas tectónicas debido a la distribución de los sismos en ciertos “cinturones” del planeta también fue posible realizarla con el método de caracterización sismogénica (Shearer, 2009).

Debido a lo anteriormente descrito, es evidente que la **caracterización sismogénica** de una región geográfica contribuye tanto a la correcta formulación de un plan de gestión de riesgo que tiene influencia sobre los sistemas de infraestructura civil en los que se desee implementar, como al aporte del entendimiento y perfeccionamiento de los modelos geológicos regionales y locales, los cuales son base en los proyectos de geología económica tales como en la exploración minera como en la petrolera. Esto es algo que no se ha hecho de manera precisa para la zona norte colombiana, especialmente la

La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.

caracterización sismogénica relacionada con las fallas geológicas presentes en el Caribe, como lo demuestra la ausencia de estas publicaciones al respecto (R. Isabel, comunicación personal, febrero 26 de 2018).

Es así como en el presente trabajo, se pretende realizar una caracterización sismogénica del Caribe colombiano. El estudio fue dividido por etapas, y las secciones que lo integran son: la localización del área de estudio, en donde se definen los límites espaciales de la zona de interés. En segundo lugar, la definición del marco geológico y geotectónico del Caribe; aquí se hace una síntesis de la recopilación bibliográfica de los trabajos y publicaciones relacionadas. Se incluyen sobre todo aquellas que dan cuenta de la evolución geológica regional a partir de diferentes modelos tectónicos. La siguiente sección explica la metodología seguida, en ella se detalla la adquisición de los datos, la construcción de la base de datos, la selección del método y la información base para la generación de los modelos de velocidad con los que se relocalizaron los sismos. Adicionalmente, y gracias a una pasantía académica que desarrollé en el semestre 2019-1 en el instituto GFZ en Potsdam, Alemania, he incorporado la construcción de mecanismos focales de algunos sismos de magnitud mayor. Esto es un objetivo adicional que no se tenía contemplado en la formulación inicial de este trabajo, pero es favorable debido a que la contribución a la caracterización sismogénica es de mayor alcance y da información adicional para la interpretación de la actividad sísmica en función de los elementos tectónicos o estructurales allí presentes. La integración de dichas derivaciones sismológicas con información geológica y geofísica adicional es la última sección metodológica. Por último, la sección que cierra este trabajo comprende el análisis de los resultados, donde se hace una discusión con base en estos y las conclusiones.

# 1. PRELIMINARES

## 1.1 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

La localización rutinaria de eventos sísmicos, en donde se utiliza un modelo de velocidades único, implica que se suprima el efecto de la heterogeneidad geológica, tectónica y local de las fuentes sismogénicas. Dicha localización es lo que se acostumbra a realizar una vez ocurre un evento y así se deja consignado en el registro de las entidades encargadas de este análisis, tales como la Red Sismológica Nacional de Colombia (RSNC) y *United States Geological Survey* (USGS). Por otro lado, el cálculo de magnitudes no solo se debería dar en función de la profundidad epicentral, como se ha hecho de manera indistinta en la zona de convergencia de la Placa Caribe y el Bloque Norandino (Bohórquez Orozco, comunicación personal, febrero 14 de 2018), sino que también depende de la amplitud de ondas superficiales e internas, del espectro de desplazamientos o del periodo de la onda, lo cual tampoco es tenido en cuenta en las estimaciones rutinarias por parte de dichas agencias. Es por esto que se pueden presentar imprecisiones según la metodología utilizada para el cálculo de localizaciones y magnitudes, y que en caso de análisis regional y de gestión del riesgo sísmico, deben ser recalculados incluyendo todas las consideraciones (Bohórquez Orozco, 2018).

Por esto se propone realizar una caracterización sismogénica de la zona de convergencia entre la Placa Caribe y el Bloque Norandino donde el procesamiento geofísico sea lo suficientemente profundo y detallado para dar cuenta en un modelo de velocidades y sismos relocalizados cuáles son los procesos tectónicos activos que los causan y establecer una nueva base de datos de los eventos sismológicos idónea para cualquier otra interpretación adicional.

Además, de acuerdo con la NSR-10, alrededor de un 85% de la población colombiana se asienta sobre zonas de amenaza sísmica alta e intermedia, caracterizada por la ocurrencia histórica de terremotos con graves efectos en el pasado reciente (Ministerio de Ambiente, 2010). El gran trazo de la Falla Oca que se ubica al sur del Caribe (más de 1000 km de longitud), cuyo rumbo es E-W y la similitud de su contexto geodinámico con el de las fallas del norte de la placa Caribe como la Enriquillo-Plantain Garden de Haití, hace pensar que la Falla Oca ofrece las mismas probabilidades que esta última para producir un sismo con una magnitud semejante al presentado el 12 de enero de 2010 en la República de Haití (Chicangana et al., 2011) y por lo tanto, determinar qué tan activa es o no, es una información relevante para planes de prevención de riesgo sísmico.

Por lo tanto, la caracterización sismogénica propuesta permitiría lograr definir la actividad de fallas en función de los mecanismos focales y así comprender de mejor manera la evolución geológica regional. Es a partir de ésta en la cual se basan los proyectos exploratorios para disminuir la incertidumbre en la búsqueda de recursos no renovables.

La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.

El alcance del proyecto se plantea hasta la correlación de los resultados sismológicos y los datos geológicos proponiendo así una integración basada en modelos geológicos propuestos donde se pueda especificar las fuentes de los sismos y en algunos casos, su mecanismo focal de origen, esto último, como un alcance adicional a los objetivos iniciales.

## **1.2 OBJETIVOS DEL PROYECTO**

### **1.2.1 Objetivo General**

Caracterizar las fuentes sismogénicas del Caribe colombiano en la zona de convergencia de la Placa Caribe con el Bloque Norandino, mediante la calibración de modelos de velocidad e integración con información geológica disponible.

### **1.2.2 Objetivos Específicos**

Preparar la base de datos con los registros de actividad sismológica encontrados en el Caribe colombiano.

Seleccionar el método de caracterización sismogénica.

Caracterizar las fuentes sismogénicas presentes, espacial y temporalmente, en el área de estudio.

Interpretar la integración de los datos geológicos y los resultados sismológicos obtenidos, usando información geofísica adicional.

## **1.3 MARCO DE REFERENCIA**

### **1.3.1 Antecedentes**

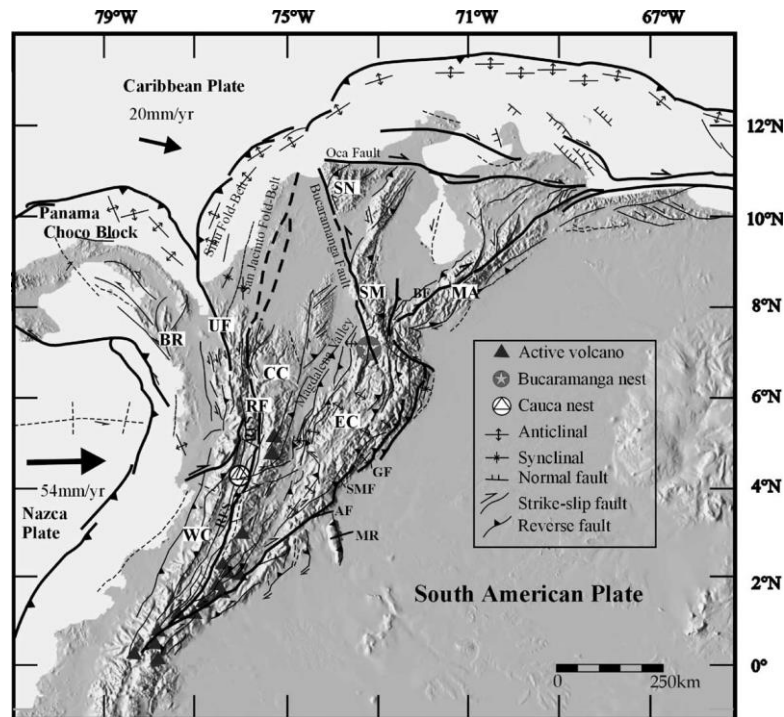
A continuación, se detallarán las formas en que una caracterización sismogénica puede ser abordada. En los últimos años se han desarrollado una cantidad considerable de trabajos (Chiarabba et al., 2016; Corredor, 2003; Taboada et al., 2000) que han permitido entender mejor el comportamiento sismológico en el noroccidente de Sur América, algunos de ellos haciendo énfasis en el Caribe colombiano.

Para el entendimiento de estos antecedentes, se debe partir de que el estudio geofísico de los sismos precisa de: la definición de la distribución espacial, la descripción de los mecanismos por los cuales se presentan, su periodicidad y la cantidad de energía que liberan, todo ello mediante el procesamiento de datos (en este caso los registros sismológicos) y la correlación con los modelos geológicos actuales (Ramírez Hoyos, 2018). Para dicha correlación cabe aclarar que en una zona donde se presenta un contexto geodinámico complejo, como en el norte de Colombia y el sur del Caribe (ver

La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.



Figura 1), controlado por estructuras regionales tales como al menos tres placas tectónicas, fallas regionales activas, con sus respectivas deformaciones corticales, las expresiones superficiales de estas interacciones internas pueden ser cuantificadas y asociadas a dicha dinámica. En especial medida, esta asociación puede resultar más sencilla cuando la expresión superficial de esta dinámica se trata de un sismo.



**Figura 1. Sistema Andino de Colombia y sus características estructurales principales. Fuente: (Cortés & Angelier, 2005).**

Entre los trabajos que conllevan una Caracterización Sismogénica se destaca el de (Puentes Torres & Hernández Pacheco, 2013), en él, se identifica y caracteriza la sismicidad asociada a las zonas de influencia de las fallas geológicas de Bucaramanga y Suárez, las cuales se encuentran en el noreste colombiano. La metodología empleada se basa en la aplicación de los conceptos de rebote elástico, tensor de esfuerzos, parámetros de fallas geológicas (rumbo, buzamiento *rake*), mecanismos focales, momento sísmico y otros parámetros geodinámicos para determinar si las fallas son activas y por lo tanto poder evaluar el riesgo sismológico de la zona.

El modelo de velocidades que usaron para la localización de los eventos sísmicos surge a partir de los datos durante el cálculo tomográfico de (Bohórquez Orozco, 2008) en donde se determinaron diferentes modelos de velocidades 1D teóricos, ya que la zona de estudio de ese trabajo no contaba con un modelo de velocidades local previo. Partiendo del modelo 1D teórico calcularon un modelo de velocidades inicial 1D en busca de establecer una mejor aproximación de las localizaciones hipocentrales de los eventos

La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.

sísmicos. Todo esto siguiendo las rutinas definidas en el programa VELEST (de uso libre) (Kissling, Kradolfer, & Maurer, 1995). Este es un procedimiento de múltiples iteraciones donde se trata de minimizar un error de localización o error final uniforme en cada corrida, obteniendo así un modelo de velocidades final unidimensional. Posteriormente, y haciendo uso del modelo final de velocidades, para el cálculo de los hipocentros usaron HYPOCENTER, un programa que fue incorporado en el sistema de procesamiento del software de análisis sísmico “SEISAN” (también de uso libre) (Puentes Torres & Hernández Pacheco, 2013). Más adelante se profundizará sobre este tipo de procedimientos en la sección: Localización de eventos sísmicos.

Partiendo de la relocalización de los eventos, procedieron con el cálculo de la magnitud local, para así poder hallar los mecanismos focales de cada sismo y correlacionarlo con la zona de las fallas Bucaramanga y Suárez. Con respecto a los mecanismos focales encontrados, les fue posible asignar la dirección de desplazamiento de la falla Bucaramanga. En algunos casos las soluciones de estos mecanismos coinciden con los indicios morfotectónicos hallados en estudios anteriores.

Partiendo de las trazas o geometría de las fallas en cuestión, proporcionadas por el modelo geológico de la zona, se permite apreciar que la mayoría de los sismos de menor profundidad están hacia la parte noreste de la falla de Bucaramanga mientras que en la parte noroeste de la falla de Suárez se indica poca actividad sísmica.

Determinaron de igual forma la frecuencia de ocurrencia de estos eventos según momentos del año y horas del día con el análisis del parámetro b. Este da una idea del número de terremotos ocurridos durante un tiempo determinado con diferentes rangos de magnitud los cuales pueden ser descritos por la relación lineal de Gutenberg-Richter (Gutenberg & Richter, 1956). Así como establecer los puntos donde hay mayor acumulación de esfuerzos en la corteza.

En conclusión, este tipo de trabajos permiten ver la utilidad de implementar el uso simultáneo de diferentes tipos de datos (los cuales pueden requerir de su propio procesamiento) y fuentes de información, porque se logra obtener una ventaja sobre las sensibilidades de cada tipo de dato, lo que resulta en la consecución de un modelo geológico que describe a través de mecanismos, geometrías y parámetros de distintos tipos, todas las expresiones sismológicas. Estos antecedentes se emplearán en buena medida como un referente metodológico y se emplea en este trabajo como un análogo para el desarrollo de las preguntas aquí planteadas. De esta referencia metodológica se evidencia oportunidad de mejora en cuanto a la definición de parámetros de fallas con el fin de estimar su grado de actividad haciendo uso de insumos geofísicos adicionales.

### 1.3.2 Marco teórico

#### ○ Ondas P y S

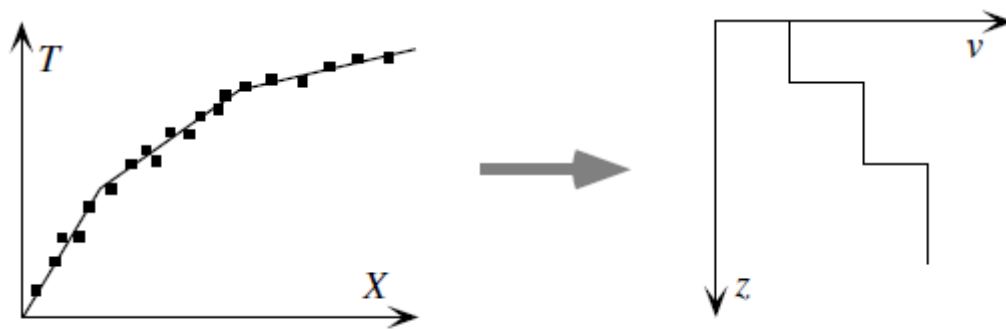
La sismología es una ciencia comparativamente nueva que ha sido estudiada cuantitativamente por solo unos 100 años (Shearer, 2009). Desde el primer acercamiento de Robert Mallet, apoyándose en las teorías netamente físico-mecánicas de Cauchy, Poisson, Stokes y Rayleigh, en el que describió como las ondas radiadas por el sismo de Nápoles de 1857 tuvieron su origen en un punto focal (hoy conocido como Hipocentro) (Mallet, 1862); las bases teóricas han ido implementando conceptos de la física clásica aplicados a los eventos geológicos de gran magnitud.

Uno de los conceptos implementados en sismología que surgieron de estas teorías es la distinción entre ondas compresionales y ondas de corte; las primeras reciben el nombre de ondas de cuerpo ya que se transmiten a través de cuerpos sólidos y normalmente arriban primero que las de corte por su alta velocidad, por ello también reciben la nomenclatura de ondas primarias (P), mientras que las segundas son referidas como ondas secundarias (S).

A partir de la aproximación de Mallet por entender este tipo de fenómenos destructivos, se sugirió establecer observatorios con el fin de monitorear los eventos sísmicos y analizar la información geofísica expresada en ellos.

#### ○ Modelos de velocidades

El registro de la actividad sismológica permite determinar la estructura de la velocidad sísmica de la Tierra, la cual cambia en función de la profundidad y del tipo de material por el que se propaguen las ondas. Para los cuerpos geológicos, las condiciones a tener presente en la determinación del modelo de velocidades son principalmente debido a los cambios en la presión y temperatura de las rocas cuya composición y estructura cristalina es uniforme. En general, la velocidad está en función de la densidad y la impedancia acústica que su vez dependen de las propiedades elásticas de las rocas. Es posible inferir un perfil de densidades de los estratos rocosos de una zona a partir de su modelo de velocidades. Al final, estos modelos sirven para determinar la localización de los eventos empleando algún método de inversión (Figura 2).



**Figura 2. Inversión de tiempos de llegada para la generación de un modelo de velocidad. Fuente: (Shearer, 2009).**

### ○ **Magnitudes**

Las estaciones sísmicas establecidas permiten localizar rutinariamente los movimientos de Tierra y asignarles una correspondencia al movimiento relativo de las placas tectónicas como al fallamiento de la corteza terrestre (Shearer, 2009). Esta localización se hace mediante el procesamiento de los datos recopilados que son suministrados por los sismógrafos electromagnéticos. Entre estos datos, se provee una lectura rápida de la amplitud (A) y la diferencia temporal de arribo entre las Ondas P y Ondas S ( $\Delta PS$ ). A partir de estas dos medidas se define una estimación numérica que refleja el tamaño y la energía liberada por un sismo, la cual se conoce como Magnitud Local.

La Magnitud Local ( $M_L$ ) fue propuesta por Charles F. Richter con la colaboración de Beno Gutenberg en 1935 (Instituto de Geofísica-UNAM, 2009). Esta fue empleada para calcular magnitudes de sismos que ocurrían en California y que eran registrados en un tipo de instrumentos específicos conocidos como los sismómetros de torsión Wood-Anderson. Esta escala ha sido calibrada para poder ser usada en diferentes partes del mundo o por registros de otros instrumentos. Sin embargo, por limitaciones intrínsecas al tipo de datos sismológicos que emplea, esta escala es usada cada vez menos en el ámbito técnico (pese a ello se emplea en el ámbito ingenieril y menos formal) y ha sido remplazada por otras escalas de magnitud más robustas y generales, como se expone a continuación.

Conforme las teorías sismológicas evolucionaban siempre apoyadas en los conceptos físicos, la definición de la magnitud fue implementando diferentes metodologías que requerían para su cálculo, la definición de unos parámetros de entrada distintos a los dos mencionados anteriormente. Algunas definen un cubrimiento más uniforme de los patrones de radiación sísmica como la Magnitud Coda ( $M_C$ ), que emplea la duración del registro; otras tienen en cuenta la relación entre la distancia epicentral y el comportamiento de la amplitud a través de un factor de atenuación dependiente de la profundidad del foco. Unos métodos tienen en cuenta el efecto de las ondas superficiales que producen un movimiento elíptico retrógrado del suelo, o el módulo de deformación de las rocas y su área de ruptura. Por otro lado, desde el punto de vista sismológico, la

La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.

estimación de las magnitudes máximas de los sismos producidos por fallas se puede realizar por medio de la ley de recurrencia de Gutenberg-Richter y las relaciones magnitud-área de Hanks & Bakun, (2008), y Ellsworth, (2003).

Además, hay que considerar que su cálculo se hace de manera iterativa en la metodología del inverso. La magnitud reportada inicialmente por las agencias sismológicas es calculada por algoritmos computacionales de forma automática. Para que se tenga una estimación de manera expedita, estos algoritmos emplean pocos datos sismológicos. Además, el tipo de datos que se toman difiere entre las agencias, por lo que las metodologías utilizadas en el cálculo de la magnitud también difieren como se mencionó anteriormente. Es importante considerar que algunas ecuaciones de magnitud sufren de un proceso de saturación a partir de un valor por el cual todos los eventos sísmicos más grandes reflejan magnitudes similares. Por otro lado, existen también metodologías que requieren de menor tiempo de cómputo y de menor cantidad de datos, por lo que son utilizadas para una determinación manual rápida (Instituto de Geofísica-UNAM, 2009).

Estas diferentes metodologías (magnitud local, de ondas superficiales, de onda de cuerpo, de momento sísmico, duración, energía) permiten obtener un valor numérico de la magnitud de un sismo que refleja con mayor aproximación la energía liberada súbitamente, tanto que se logre identificar las variables de mayor peso que influyen sobre su estimación. Esto depende en principio de la calidad y cantidad de los registros, de la información geológica y de la precisión deseada.

#### ○ **Localización de eventos sísmicos**

Con respecto al problema de la localización de los sismos, este radica en que el cálculo de la distancia hipocentral depende de muchas variables: a) tiempos de arribo de las ondas a la estaciones, b) sus amplitudes con el fin de determinar el movimiento de la partícula (Millones Jáuregui, 2005), c) el ángulo incidente a la superficie, d) la velocidad aparente registrada o en un mejor caso del modelo de velocidades cortical, e) un número mínimo de estaciones, y f) el tipo de onda (S o P).

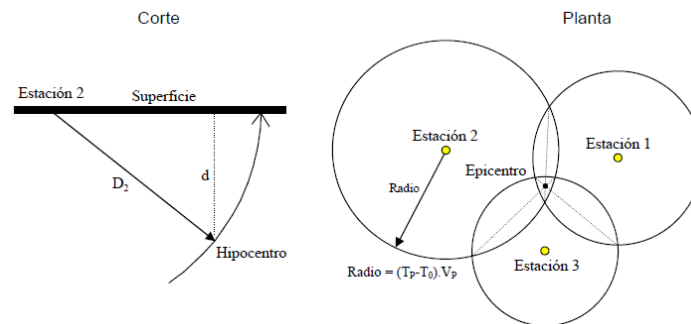
De estas variables, el tiempo de recorrido de una onda sísmica desde el hipocentro hasta el lugar de observación es una medida indirecta de la distancia entre estos dos puntos (Posadas Chinchilla, 1994). En este sencillo fundamento descansa el método Geiger, el cual es un proceso iterativo que trata de resolver el problema del inverso de una matriz que describe las coordenadas tridimensionales del hipocentro (X, Y y Z) y el tiempo de viaje de la onda (t) (Estrada & Goldbach, 2011). Con cuatro estaciones que hayan registrado el terremoto es posible, al menos teóricamente, plantear cuatro ecuaciones que contengan las cuatro incógnitas mencionadas anteriormente.

Si bien, los métodos matemáticos no son la única forma de resolver el problema del inverso, existe también una primera aproximación rápida y más sencilla, que permitiría conocer el lugar geográfico donde se originó el sismo, bien sea en superficie o con su respectiva profundidad. Esta forma de localización se conoce como el de las tres

La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.

componentes, para su empleo se requiere conocer las distancias hipocentrales, que son calculadas con los tiempos de arribo y el modelo de velocidades de la zona. En este procedimiento se determina el azimut o el vector que define el movimiento del suelo al llegar el primer impulso de onda, la ambigüedad de no conocer si el primer movimiento corresponde al de una onda de compresión o de refracción se elimina si se dispone de un registro en el eje vertical (Millones Jáuregui, 2005).

Para encontrar los parámetros hipocentrales con las tres componentes, se suele usar la intersección de circunferencias cuyos centros son las estaciones sísmicas que intervienen en el proceso (Figura 3). Esta es una aproximación gráfica, por lo tanto, es una forma rápida y en cierto grado confiable de calcular la localización de un sismo.



**Figura 3. Triangulación del epicentro por el Método de los Círculos. Fuente: (Estrada & Goldbach, 2011)**

Con respecto al adecuado arreglo de estaciones sismológicas que garanticen obtener cobertura de la zona de estudio para localizar el sismo, se deben cumplir con las siguientes condiciones:

1. Obtener por lo menos lecturas de Ondas P y S en cuatro estaciones, como mínimo 4P y 2S.
2. Distribución geométrica en configuraciones de mallas o líneas, lejanía de sitios ruidosos por efectos antrópicos y ambientales y la necesidad de visual hacia la agencia sismológica y sus repetidoras desde las estaciones telemétricas; para ello se hacen perfiles topográficos con el fin de determinar las líneas de vista, así como la zona de Fresnel<sup>1</sup> (Bohórquez Orozco, 2009).

Por lo tanto, la precisión en la determinación de la localización puede verse afectada por estos factores, en muchos casos las limitaciones en la calidad de datos y en la metodología utilizada (bien sea a través de softwares o gráficamente) puede hacer que al

---

<sup>1</sup> Zona libre de obstáculos que necesita la señal transmitida.



final se obtenga un pequeño volumen donde el sismo pudo haber ocurrido y no un punto exacto (notas del profesor Monsalve Mejía, 2018).

La importancia de una caracterización sísmica de cierta área reside en que, al contar con las localizaciones y las magnitudes de los sismos, calculados a partir de las metodologías apropiadas en donde se identifique los valores de los parámetros con mayor influencia, se puede establecer de manera más puntual la naturaleza geológica de las fuentes del movimiento y correlacionarlo con algún método específico concreto (ej.: fallas, *slab* de subducción, estructuración profunda). Esto puede ser de gran utilidad al momento de establecer la amenaza sísmica del área de estudio, en especial una contenida en el Caribe colombiano a través de la evaluación de estos fenómenos.

#### ○ **Métodos de correlación geológica**

Aparte de la fundamentación teórica relacionada con los principios básicos de la física, como el estudio de la propagación de las ondas en medios elásticos, otro de los insumos necesarios en la caracterización sismogénica de un área particular es el modelo geológico, ya que sin este no sería posible hacer una correlación de las expresiones geofísicas observadas con la realidad del interior de la Tierra. Este modelo viene apoyado por las descripciones teóricas que otros autores han postulado y mejorado a lo largo de los años a partir de la geología observada en campo o interpretada mediante análisis de información gravimétrica, magnetométrica, sísmica, datos de pozo y estudios petrogenéticos. Cada una de estas técnicas aporta al entendimiento de un modelo geológico que describe de manera integrada la disposición de las estructuras corticales (geometría), los mecanismos dinámicos que se presentan en la actualidad o han ocurrido (evolución geológica regional) y la litología, la cual para este caso influye en el control a la respuesta mecánica antes los diferentes esfuerzos existentes.

### **1.3.3 Marco geológico y geotectónico del Caribe**

La configuración tectónica que comprende la Placa Caribe y el Bloque de los Andes del Norte se ha discutido principalmente desde dos visiones opuestas por autores como Giunta, Beccaluva, & Siena, (2006), Pindell, (1994), y James, (2009); la primer visión indica que el origen de algunos de los cuerpos geológicos más importantes en esta zona de convergencia puede explicarse si se considera que provienen de otra región geográfica, y que por procesos como desplazamiento a lo largo de zonas de falla, movimientos de placa y el desarrollo de cuerpos volcánicos, dichos cuerpos terminan siendo alojados en locaciones diferentes.

Este tipo de génesis recibe el nombre de **modelo alóctono**, y de acuerdo a este, el Caribe se originó y desarrolló en tres estados (Iturralde-Vinent & Lidiak, 2006). El primero de ellos, conocido como el Estado Protocaribe, tuvo lugar desde el Triásico tardío hasta el Cretácico temprano, y fue concurrente con la disrupción de la Pangea y la evolución de una corteza continental *in-situ*. El segundo estado, Mesocaribe, comenzó en el Cretácico temprano, coincidiendo con el desarrollo extensivo de arcos de isla volcánicos lo cual definió las márgenes convergentes de la Placa Caribe (en el borde trasero: núcleo

La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.

Centroamericano actual; y en el borde delantero: Grandes Antillas, Sistema montañoso caribeño de Venezuela).

La última etapa, conocida como Neocaribe, comenzó cuando la Placa Caribe inició una deriva activa hacia el este con respecto a las Placas de Nor y Sur-América. En este proceso la litósfera protocaribeña fue consumida en zonas de subducción y acrecionada por la Placa Caribe alóctona. El momento de inicio de esta tercera etapa es materia de discusión ya que se puede asociar al Cretácico temprano o un Campaniano-Maastrichtiano. También se considera que los terrenos oceánicos (corteza que porta fragmentos de arcos de isla o de *plateau*) del Arco Panamá Chocó migraron desde finales de Cretácico y colisionaron sucesivamente o se adosaron al borde NW de Suramérica hasta cerrar la comunicación entre el Océano Pacífico y el Mar Caribe (Bedoya et al., 2009).

La segunda visión que se discute entiende el origen de los cuerpos en el mismo lugar geográfico sin haber sufrido grandes desplazamientos, esta recibe el nombre de **modelo autóctono**.

Además, en cuanto al ensamblaje tectónico actual del Bloque Norandino, (Fabio Cediél & Shaw, 2019) hacen la distinción de los denominados Provincias Tectónicas (Figura 4). Cada reino es distinguible en base a cómo sus unidades litotectónicas (dominios geológicos que se generaron en un ambiente tectónico particular o fueron deformados en procesos particulares), actuando en conjunto, han participado, han respondido o están en el proceso de respuesta al ensamblaje tectónico de la región.

De estos, el reino Continental Central de Sub-Placa (*Central Continental Sub Plate Realm* - CCSP) registra la respuesta deformacional a las tectónicas agresivas involucradas en el emplazamiento del Reino Tectónico Occidental (*Western Tectonic Realm* - WTR). El Reino Sub-Placa de Maracaibo (*Maracaibo Sub Plate Realm* - MSP) se caracteriza por ser la porción más noroccidental del Escudo de la Guyana y se diferencia de ésta por su estilo de deformación único y regionalmente constreñido.

A su vez, dichos reinos se dividen en Terrenos Tectónicos, y entre ellos Cañasgordas y Baudó (pertenecientes al WTR) son los ensamblajes tectónicos más jóvenes (Fabio Cediél & Shaw, 2019). Por otro lado, basados en las similitudes en edad, composición y ambiente tectónico, consideran al terreno denominado Guajira-Falcon (GU-FA) un segmento interrumpido del WTR, actualmente situado en el Caribe a lo largo de la costa occidental de Venezuela. La actual posición de GU-FA es un testimonio importante en el emplazamiento de la Placa Caribe, donde los sistemas de fallas de Romeral, San Jacinto y Oca-El Pilar han jugado un rol crítico.

De los sistemas de fallas pertenecientes al ensamblaje tectónico del Bloque Norandino, Oca-El Pilar se caracteriza por haber desarrollado una zona de cizalla mayor, y presenta un desplazamiento dextral estimado entre 65 y 195 km (Tschanz et al, 1974). Mientras que Santa Marta-Bucaramanga se caracteriza por formar la porción norte de la paleosutura que selló el Terreno Chicamocha del CCSP al Escudo de la Guyana; sin

La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.



embargo, sigue siendo un sistema transpresional sinistral activo y exhibe penetración cortical profunda, como se espera de una paleosutura de tal magnitud (Fabio Cediel & Shaw, 2019).

Ahora bien, la interacción de las placas tectónicas en esta zona de convergencia es de especial interés en cuanto a la **subducción** se refiere. Las implicaciones de una subducción por parte de la Placa Caribe en el Bloque Norandino se verían reflejadas en la formación de volcanes y en una fuerte expresión de eventos sísmicos que no son evidentes pero que se puede entender si dicha subducción es de bajo ángulo. El problema en la definición de una subducción somera, fuerte, transcurrente o de cualquier otro tipo ha sido tema de investigación y debate. Bernal-Olaya et al, (2015) encuentran evidencia a partir de una integración de datos tomográficos, sísmicos y gravimétricos indicativa de la definición de una meseta oceánica del Cretácico tardío (Placa Caribe) de un espesor de 15-16 km, que subduce activamente con una sismicidad anómalamente baja en la zona de Benioff a la cuña sedimentaria deformada (cinturón deformado del sur del Caribe). En este mismo estudio se propone que a partir de los 450 km de distancia desde el frente acrecionado y a una profundidad de 130 km, la placa Caribe toma un ángulo de subducción mayor y exhibe una anomalía de baja velocidad que es interpretada como delaminación del bloque y deshidratación aumentada dado el ascenso de la astenosfera.

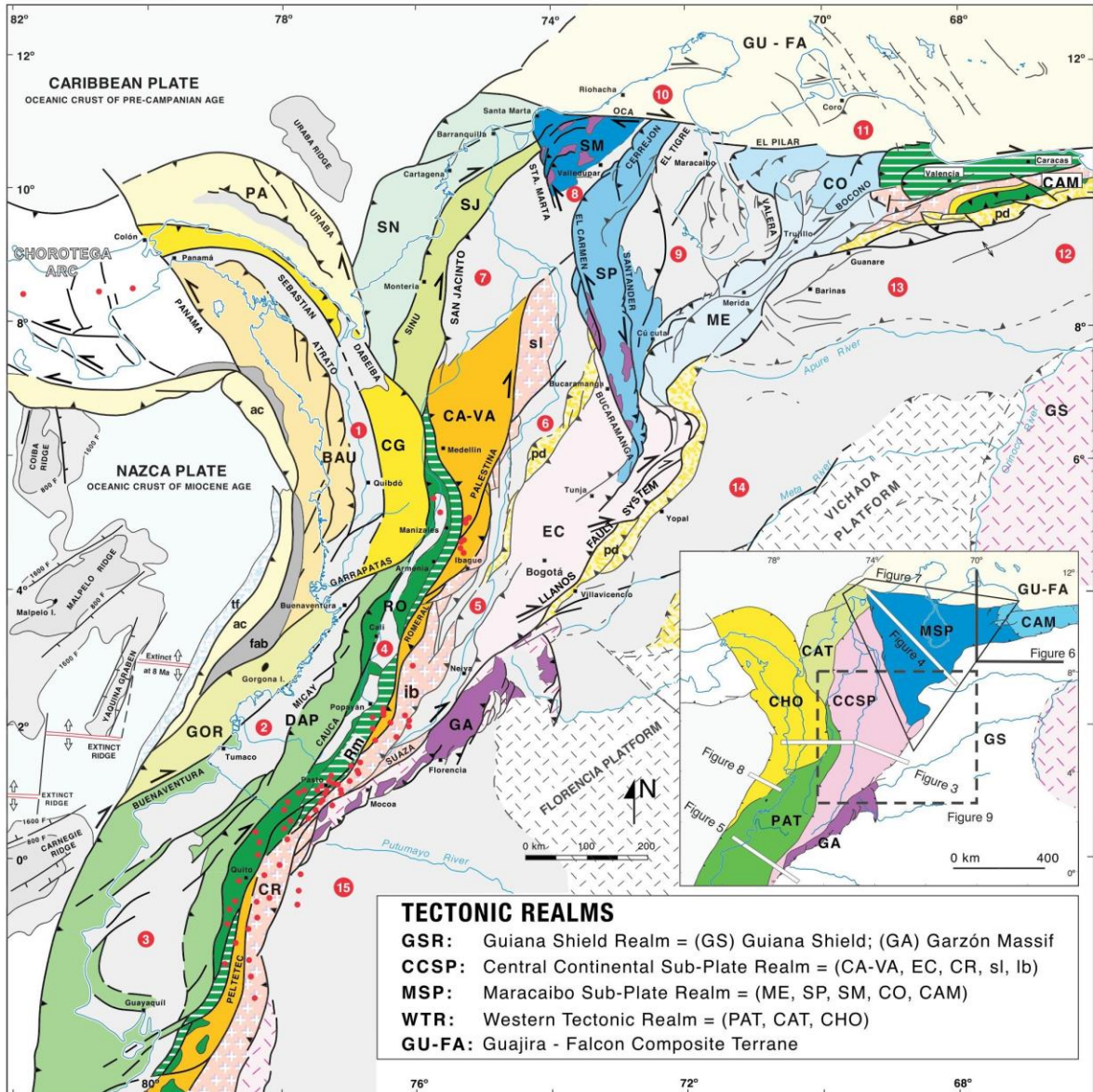
Sin embargo, hay otros autores que opinan distinto con respecto a la subducción de la Placa Caribe y afirman, como Cerón, Kellogg, & Ojeda, (2007) que los datos geofísicos que analizaron dan pie para decir que la forma de la cuña continental / límite de la corteza oceánica se asemeja a una zona de subducción de bajo ángulo o plana (ángulo  $\beta$  entre 2° y 3°), y la interpretan como un sobrecorrimiento de bajo ángulo del norte de Sur América cabalgando en una dirección altamente oblicua sobre la placa Caribe subyacente.

Londoño, Bohórquez, & Ospina, (2010) aportan una discusión para el presente trabajo ya que, mediante señales sísmicas hacen una caracterización geofísica de la corteza para la zona del departamento de Norte de Santander y alrededores (noreste colombiano). Logran plantear dos modelos de corteza para esa zona del país, el primero, sugiere una subducción cóncava de la placa Caribe que se alarga y profundiza a nivel del nido de Bucaramanga. El segundo modelo indica que, en profundidad a nivel del manto superior, entre los 80 y 160 km existe hacia el sector occidental del macizo de Santander una zona anómala asociada a un pedazo de faja subducente remanente de la paleoplaca Caribe.

Las incertidumbres de estos modelos alóctono y autóctono requieren de un continuo trabajo de interpretación y recolección de datos geológicos para que así la definición de eventos locales (como la formación de la Sierra Nevada de Santa Marta) puedan ser integrados apropiadamente en los modelos tectónicos regionales. Los aportes de los últimos años han sido importantes para el entendimiento de estas dos discusiones principales en la zona del Caribe colombiano (autoctonía vs aloctonía y subducción vs no subducción), la caracterización sismogénica aquí planteada hace uso de análisis geofísico y geológico teniendo en cuenta la diversidad de modelos geológicos y geotectónicos definidos en estudios anteriores, la calibración de modelos de velocidad apropiados para

La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.

la zona, el análisis de tensores de momento, y la integración de otros datos secundarios ayudarán en la validación de estos modelos propuestos o abrirán el espacio a nuevos interrogantes sobre el Caribe.



**Figura 4. Mapa lito-tectónico y morfoestructural de Sur América noroccidental.**  
Fuente: (Fabio Cediel & Shaw, 2019).

La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.

## 2. METODOLOGÍA

### 2.1 LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

La localización del área de estudio (Figura 5) se plantea en el Caribe colombiano, especialmente en el área que se enmarca desde el Arco Panamá-Chocó (APC) en el Suroccidente hasta los Andes de Mérida (Venezuela) en el Oriente, y desde la Serranía de San Lucas (SSL) en el Sur hasta el Mar Caribe en el Norte.

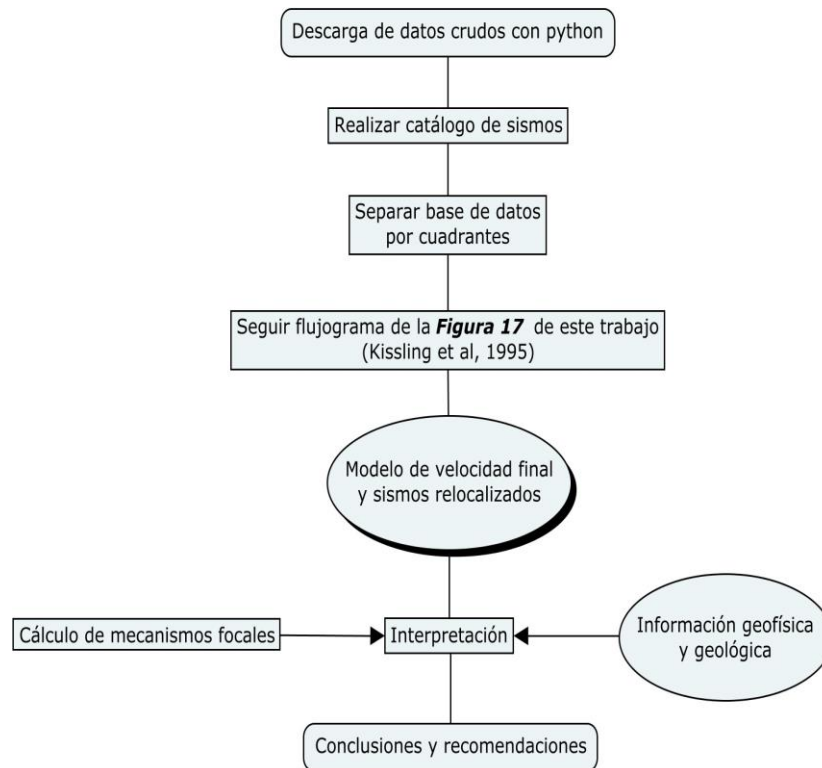


**Figura 5. Localización del área de estudio. Elaboración propia, adaptado de la información base del Marco Geoestadístico Nacional (2017) y DEM del satélite ALOS PALSAR (2018).**

La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.

## 2.2 DATOS Y MÉTODOS

A modo de resumen, se presenta el siguiente flujograma (Figura 6) que compila todos los métodos detallados posteriormente:



**Figura 6. Flujograma metodológico integral del trabajo. Elaboración propia.**

### 2.2.1 Adquisición de sismos iniciales y división por cuadrantes

La adquisición de los datos que sirven de insumo para una identificación de características sismogénicas se hace básicamente mediante la recolección de los registros de onda<sup>2</sup> con redes sismológicas instaladas en la zona de estudio. Estos registros sismológicos se pueden descargar de muchas fuentes nacionales e internacionales, entre ellas están: Global Centroid Moment Tensor database, antes

---

<sup>2</sup> Registro de onda: Representación gráfica del movimiento del suelo generado por un sismo en donde se evalúa la amplitud del desplazamiento contra el tiempo (Universidad de Alicante, 2014).



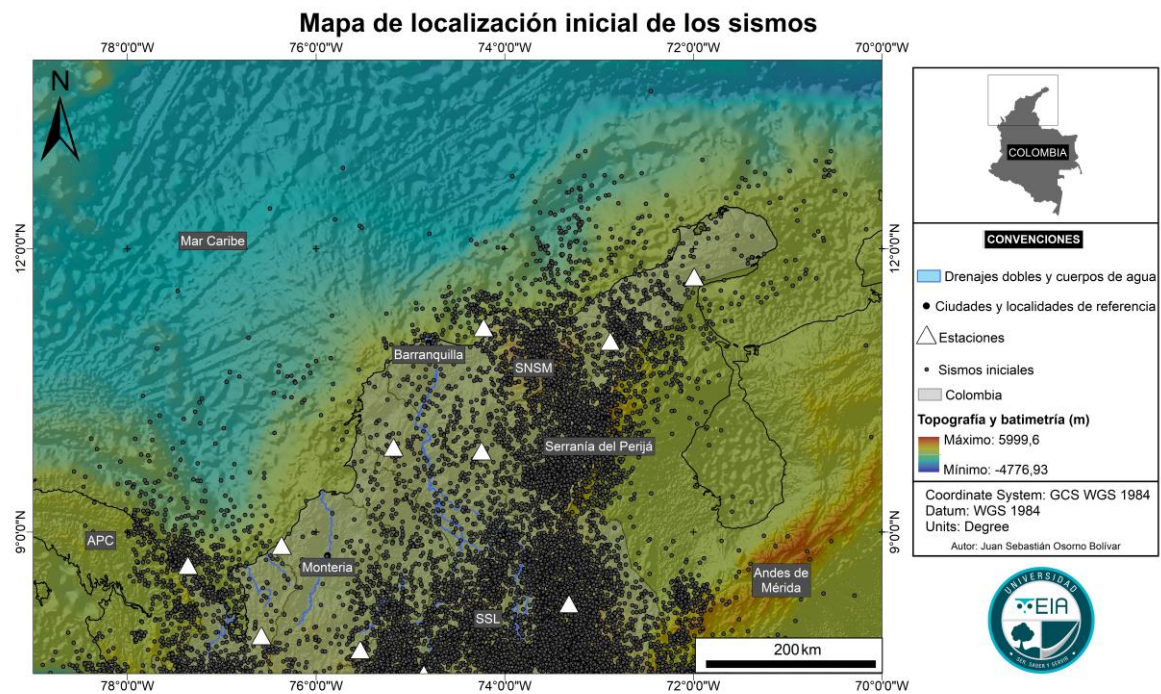
conocida como Harvard CMT Catalogue (<http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>), USGS Earthquake Catalogue (<https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>), y Red Sismológica Nacional de Colombia (<https://www2.sgc.gov.co/sgc/sismos/Paginas/consultaexperta-rsnc.aspx>), todas estas de uso libre. La RSNC registra la sismicidad para la región del Caribe colombiano, presentando en su mayoría Magnitud Local ( $M_L$ )  $> 2.0$  al igual que la red sismológica mundial NEIC (*National Earthquake Information Center*) que ha localizado para esta región sismos con una magnitud de momento ( $M_w$ )  $\geq 4.5$  (Chicangana et al., 2011).

El formato en el que vienen estos registros es totalmente digital de manera que puedan leerse en los diferentes softwares de análisis sismológico, para las formas de onda el formato más común es el Seed y el Miniseed, para los de localización se usan archivos tipo Text en ASCII; también se ofrecen en XLS y HTML. Para su incorporación a los softwares se requiere como mínimo una unidad básica de archivo que contenga las lecturas originales de fase de los eventos tales como tiempo de arribo, amplitud, periodo, azimut, y velocidad aparente (Havskov & Ottemöller, 2003).

Debido al gran volumen de información, en esta etapa inicial de adquisición de datos secundarios fue necesario ingresar los parámetros de búsqueda correctos en un programa desarrollado en lenguaje Python escrito para este trabajo, el cual accede a la “Consulta del Catálogo Sísmico” de la RSNC.

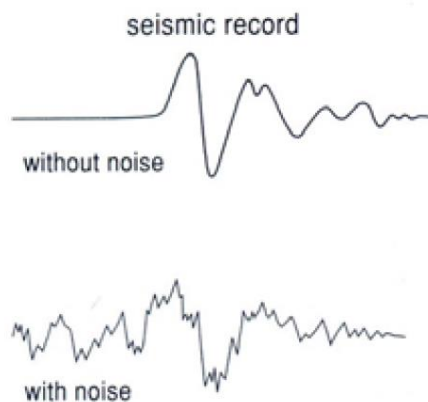
Al momento de hacer la búsqueda los parámetros avanzados por defecto no fueron cambiados a excepción de la búsqueda por cuadrante. Así las cosas, el resultado de esta pesquisa son las formas de onda (*wavefiles*) y una hoja de cálculo donde se compila el total de sismos para la región Caribe en el periodo de tiempo del 5 de junio de 1993 hasta el 7 de mayo de 2018. La base de datos empleada incluye 11,969 sismos.

Esta información sirve para hacer un análisis inicial y expresar gráficamente la distribución de esta cantidad de sismos en conjunto con las 10 estaciones sismológicas (de las 53 en el país) que se encuentran dentro del área de estudio (Figura 7).



**Figura 7. Mapa de localización inicial de los sismos. Temporalidad: 01/06/93-07/05/18. Rango de magnitudes: 0.5-6.4. Elaboración propia, adaptado de la información base del Marco Geoestadístico Nacional (2017), RSNC y DEM del satélite ALOS PALSAR (2018).**

A menudo a las lecturas crudas (*raw readings*) deben hacerse correcciones para eliminar el efecto de la ubicación geográfica de las estaciones, este proceso se conoce como reducción de datos. Aun después de que los datos han sido reducidos, puede ocurrir que a causa de ruido existan variaciones o fluctuaciones en los valores medidos y que se superpongan con los valores buscados (señal). En sismología, el ruido es generalmente ocasionado por pequeñas vibraciones del suelo por el paso de vehículos pesados y de fuertes vientos. Un método simple para mejorar la relación señal-ruido es repetir las lecturas y tomar su promedio: La señal se suma mientras que el ruido, generalmente aleatorio, tiende a anularse (Figura 8) (Estrada, 2009).



**Figura 8. Ruido temporal en el registro sísmico. Fuente: (Estrada, 2009)**

Una vez se ha adquirido y eliminado el ruido de estos registros sismológicos, es necesario que se haga un procesamiento de los datos geofísicos, la presencia de un evento sísmico en el que haya existido un proceso de ruptura de la fuente queda reflejada en los sismogramas a través de las fases sísmicas. De cada evento a localizar, para cada estación, se toman los siguientes datos: horas de las fases P y S, carácter de las fases P y S (es decir, si la onda es impulsiva o emergente), sentido del primer movimiento (con lo que se puede determinar si el movimiento del suelo ha sido una compresión o una dilatación), peso de las fases P y S (es decir, un valor numérico que evalúa la calidad del dato), amplitud y periodo de la fase S (con los que se podrá determinar la magnitud local) y duración del registro (que permitirá determinar la magnitud en función de la duración) (Vidal & Luzon, 1989).

Ahora bien, debido a la cobertura espacial de los datos iniciales de sismos, así como de las estaciones dentro y las inmediatamente cercanas al área de estudio, la configuración geológica y tectónica diferenciada por las investigaciones de distintos autores, especialmente la de (Fabio Cediél & Shaw, 2019), se decide dividir el área de estudio en cinco cuadrantes, cuyas características de detallan a continuación.

Características de los cuadrantes:

- Cuadrante 1:

Límites latitudinales (°W)	79-76.5
Límites longitudinales (°N)	7.5-10.5
Área (km <sup>2</sup> )	92,000
Número de sismos	1,099

La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.

Reino y terreno	Reino Tectónico Occidental ( <i>Western Tectonic Realm</i> - WTR). Terreno Arco Chocó ( <i>Choco Arc</i> - CHO).
Rasgos y procesos geológicos relevantes	Interacción Arco Panamá-Chocó y Bloque Norandino. Cuenca cenozoica de Urabá delimitadas por fallas San Juan-Sebastián y Urabá, ambas transcurrentes. Terrenos Cañasgordas y Baudó. Neotectónica indica proceso de levantamiento ( <i>uplifting</i> ) (Fabio Cediél & Shaw, 2019).

- Cuadrante 2:

Límites latitudinales (°W)	76.5-74.5
Límites longitudinales (°N)	8.5-13
Área (km <sup>2</sup> )	110,000
Número de sismos	540
Reino y terreno	Reino Tectónico Occidental ( <i>Western Tectonic Realm</i> - WTR). Terreno Caribeño ( <i>Caribbean Terranes</i> - CAT).
Rasgos y procesos geológicos relevantes	Cuenca inferior del Magdalena, expresión más al norte de falla Romeral, Sistema de fallas San Jacinto en intersección con Oca - El Pilar. Levantamiento tectónico (Fabio Cediél & Shaw, 2019).

- Cuadrante 3:

Límites latitudinales (°W)	76.5-74.5
Límites longitudinales (°N)	7.5-8.5
Área (km <sup>2</sup> )	25,000
Número de sismos	1,282
Reino y terreno	Continental central de sub-placa

La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.



	( <i>Central Continental Sub-Plate Realm - CCSP</i> ). Terrenos Cajamarca-Valdivia (paleozoico).
Rasgos y procesos geológicos relevantes	Bloques mesozoicos San Lucas e Ibagué. Falla Palestina. Levantamiento tectónico (Fabio Cediel & Shaw, 2019).

- Cuadrante 4:

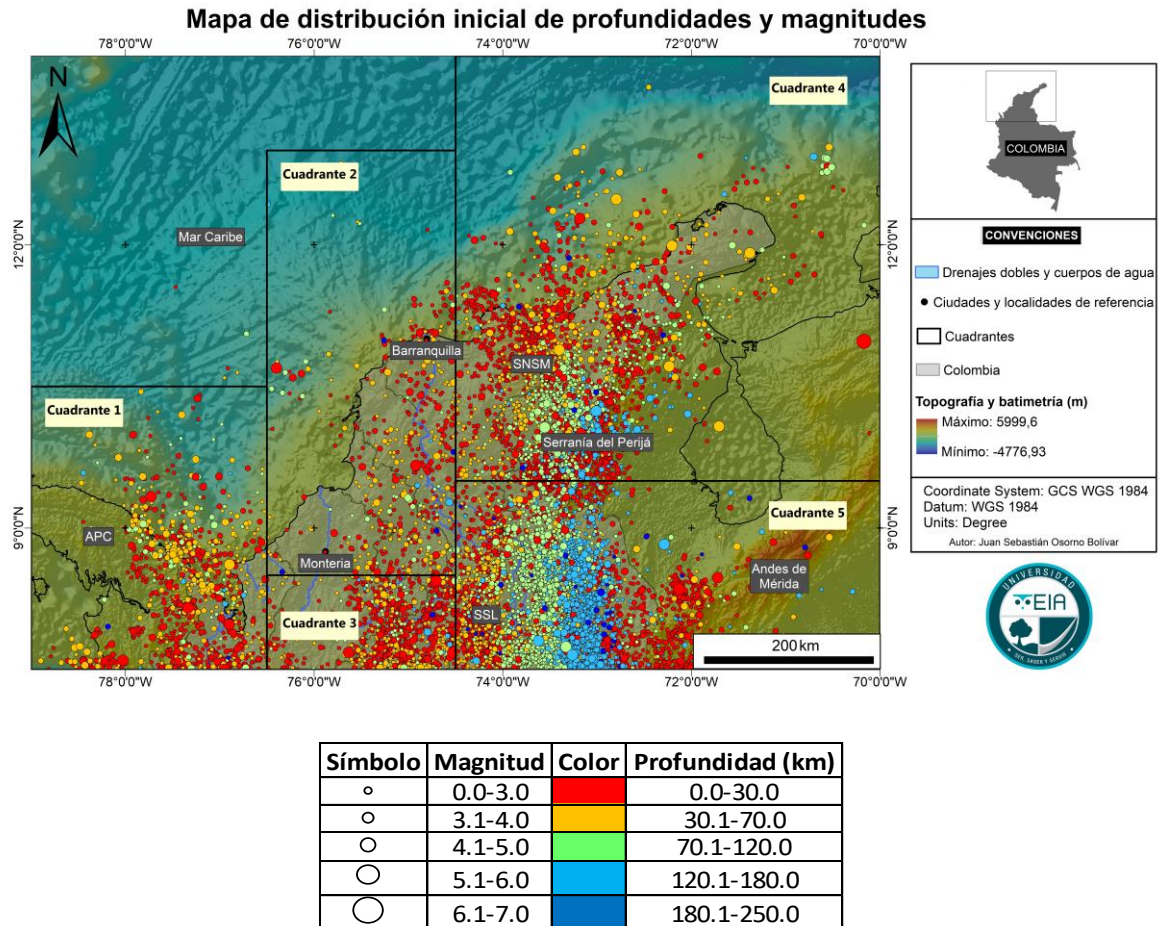
Límites latitudinales (°W)	74.5-70
Límites longitudinales (°N)	9.5-14
Área (km <sup>2</sup> )	250,000
Número de sismos	3,486
Reino y terreno	Reino Sub-Placa Maracaibo ( <i>Maracaibo Sup-Plate Realm - MSP</i> ).
Rasgos y procesos geológicos relevantes	Provincias litotectónicas y rasgos morfoestructurales: Sierra Nevada de Santa Marta, Sierra de Mérida, Serranía de Perijá, Macizo de Santander y cuencas Cesar-Ranchería y Maracaibo. Sistema de fallas: Santa Marta-Bucaramanga y Oca-El Pilar. Cuenca Cenozoica de la Guajira.

- Cuadrante 5:

Límites latitudinales (°W)	74.5-70
Límites longitudinales (°N)	7.5-9.5
Área (km <sup>2</sup> )	111,000
Número de sismos	5,562
Reino y terreno	Sección sur: Reino del Escudo Guyana. Sección norte: Reino Sub-Placa Maracaibo (Terreno Sierra de Mérida).
Rasgos y procesos geológicos relevantes	Falla Bucaramanga, Falla Suárez y Nido de Bucaramanga.

La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.

Posteriormente, se quiere expresar también, cuál es la relación de las divisiones propuestas, en términos de la sismicidad propiamente hablando. Por ello, un análisis inicial que puede realizarse es la visualización de la distribución espacial de las profundidades de los eventos y sus magnitudes según se cuenta con la información antes del procesamiento principal; en otras palabras, la condición actual de la relación magnitud-profundidad justifica también la delimitación de los cinco cuadrantes (Figura 9).



**Figura 9. Mapa de distribución inicial de profundidades y magnitudes. Elaboración propia, adaptado de la información base del Marco Geoestadístico Nacional (2017), RSNC y DEM del satélite ALOS PALSAR (2018).**

La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.

### 2.2.2 Relocalización de hipocentros

Ahora bien, es indiscutible que los programas de computadora son herramientas que soportan la labor interpretativa de los registros sísmológicos debido a su capacidad de cálculo y a la facilidad que tienen de almacenar en una base de datos toda la información necesaria para su procesamiento (University of Bergen, 2018). Entre estos softwares se encuentra “SEISAN: The Earthquake Analysis Software” (Havskov & Ottemöller, 2003), el sistema se compone de un conjunto de programas ligados a la misma database plana (entre estos HYPOCENTER, HYPO71 y HYPOINVERSE), los cuales se utilizan para los procesos de análisis mencionados y se diferencian unos de otros en el comando o algoritmo que emplean, esto es, el tipo de fases de onda que aceptan, las condiciones en los datos de entrada como la duración del registro, la distancia epicentral, el periodo de la onda y los criterios de solución en general.

Teniendo en cuenta la división por cuadrantes se prosiguió a hacer la calibración de algunos modelos de velocidades 1-D identificados en la bibliografía, con el propósito de calcular un nuevo modelo que se adapte de mejor manera a los eventos ubicados en la zona de estudio. Esta metodología se basa en lo propuesto por (Kissling et al, 1994) donde expresa una metodología para calcular un modelo unidimensional de velocidades según la convergencia de la ecuación<sup>3</sup>:

$$t = Hh + Mm + e = Ad + e$$

que el programa VELEST resuelve internamente. La convergencia de esta ecuación se encuentra cuando los ajustes al modelo de velocidad permiten hallar la solución de mínimos cuadrados. La determinación del modelo de velocidad 1-D mínimo es un proceso que idealmente comienza con la recolección y selección de información *a priori* acerca de la estructura subsuperficial. Como dichas soluciones pueden llevar a resultados ambiguos, particularmente cuando más de un modelo 1-D han sido establecidos *a priori* (como es el caso en este trabajo), muchos parámetros que controlan la inversión deben ser definidos con criterio y los resultados correspondientes evaluados. Por eso para este paso fue vital la división por cuadrantes ya que expresan características específicas del conjunto de datos y de la estructura de velocidades que serán implementadas en el proceso de cálculo.

---

<sup>3</sup> t: Tiempos de viaje residual, H: Matriz de derivadas parciales de tiempos de viaje con respecto a los parámetros hipocentrales, h: Vector de ajustes de parámetros hipocentrales, M: Matriz de derivadas parciales de tiempos de viaje con respecto a los parámetros del modelo, m: Vector de ajustes de parámetros del modelo, e: Vector de errores en los tiempos de viaje; A: Matriz de todas las derivadas parciales, d: Vector de ajustes de los parámetros hipocentrales y del modelo.

Los pasos que involucran esta primera parte de la metodología utilizada son:

**1. Establecer el (los) modelos de velocidad 1-D *a priori*:**

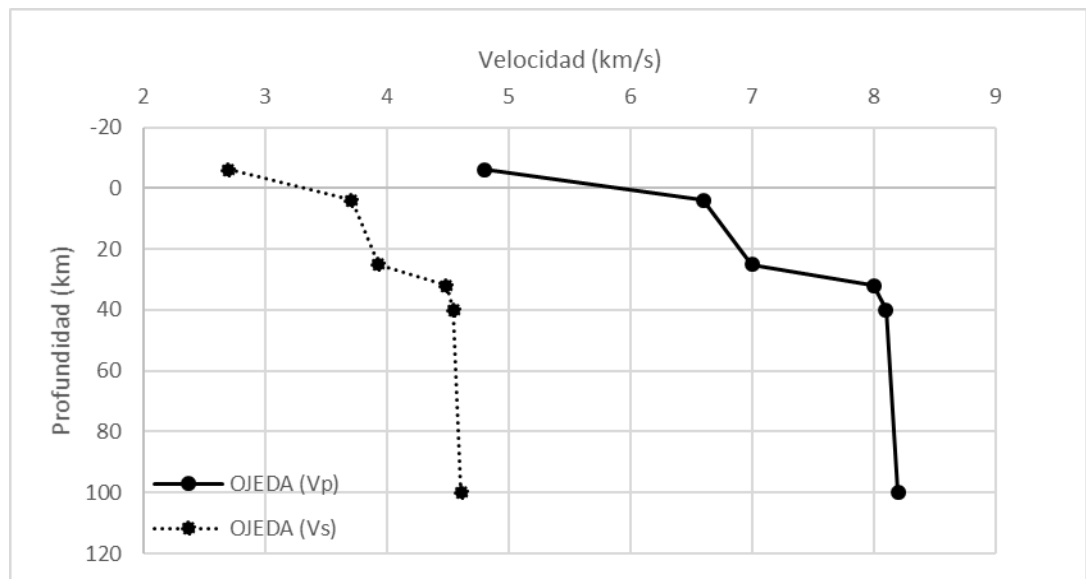
La obtención de los modelos *a priori* para el presente trabajo se ejecuta mediante una revisión bibliográfica de publicaciones que hayan tratado este tema de investigación, bien sea para la misma zona de estudio o en sus alrededores; en la misma temporalidad o no. El resultado de esta pesquisa es la selección de tres modelos, los cuáles son justificados y detallados a continuación.

- 1.1. Modelo de Ojeda (Ojeda & Havskov, 2001): Este modelo resulta a partir de la determinación de la estructura cortical de las partes central y sur de Colombia mediante el uso de la información sobre tiempos de viaje de Onda P provenientes de sismicidad local. Resolviendo para la inversión de los tiempos de viaje mencionados, obtuvieron un rango angosto y estable de posibles modelos de velocidad para la región anteriormente mencionada. A este rango de modelos se le hizo una prueba teniendo en cuenta las locaciones de los sismos y así es como seleccionaron el mejor modelo; este modelo propuesto cuenta con cinco capas de velocidad y de acuerdo con él, la interfaz de Moho se encuentra a 32 km de profundidad (ver Tabla 1 y Figura 10).

La estructura cortical que interpretan para esa región no corresponde con algún modelo geológico plausible para el área de estudio de presente trabajo, sin embargo, considerando que en la región Caribe no hay antecedentes de cálculos de modelos de velocidad y que este modelo tiene aplicabilidad general para la corteza continental del Bloque Norandino, es de esperarse que se ajuste bien a la sismicidad de los cuadrantes de más al sur (como el 1, 3 y 5).

**Tabla 1. Modelo *a priori* de Ojeda. Elaboración propia.**

OJEDA		
Profundidad (km)	Vp (km/s)	Vs (km/s)
-6	4.80	2.70
4	6.60	3.71
25	7.00	3.93
32	8.00	4.49
40	8.10	4.55
100	8.20	4.61



**Figura 10. Modelo *a priori* de Ojeda. Elaboración propia.**

- 1.2. Modelo de Syracuse de altas velocidades (Syracuse, Maceira, Prieto, Zhang, & Ammon, 2016): Como se mencionó en Métodos de correlación geológica, este modelo de velocidades se origina de la inversión conjunta de arribos de ondas de cuerpo locales, medidas de dispersión de ondas superficiales y datos gravimétricos en los Andes del Norte.

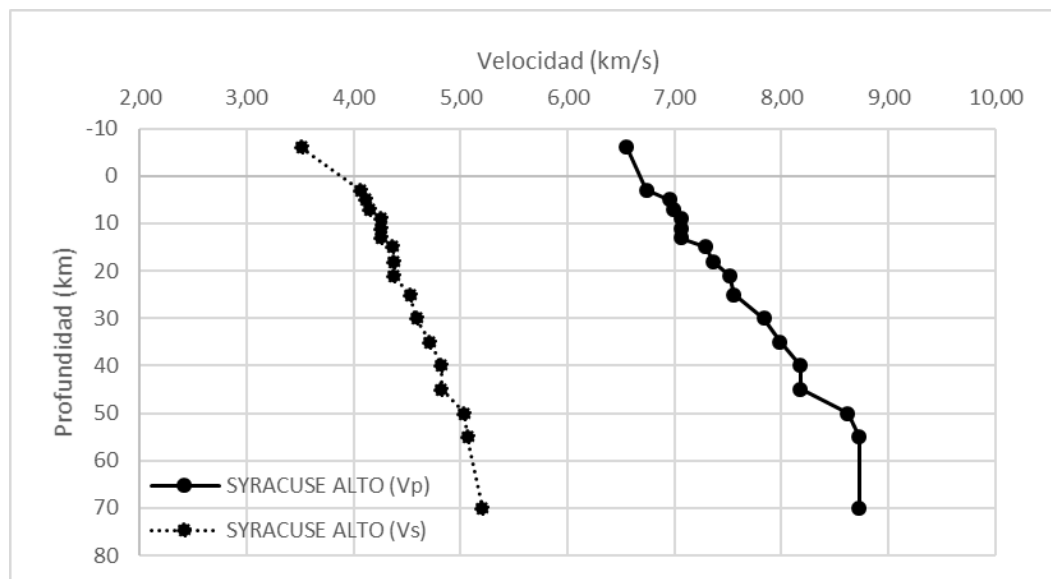
Las velocidades de ondas P y S se pudieron recuperar en los primeros 200 km del modelo. Las velocidades recuperadas en la corteza varían en escalas de longitud más corta para Vp que para Vs. Las relocalizaciones que realizaron son, en promedio 6 km más profundas que las que tenía el catálogo de la RSNC (esta institución hace uso del modelo generalizado para Colombia propuesto por (Ojeda & Havskov, 2001)).

En adición a esta descripción general de la sismicidad con el modelo de altas velocidades calculado, Syracuse et al. (2016) lograron identificar cúmulos de sismicidad en la zona de estudio; uno de ellos se centra en (73.19° W, 7.44° N) entre los 124 y 130 km de profundidad (justo en el límite sur del Cuadrante 5). Sin embargo, los autores indican que al norte de los 7.5° N, la sismicidad es más dispersa y no hay cúmulos aparentes.

El modelo de velocidad propuesto tiene dieciocho capas de medio espacio, sus velocidades e interfaces son las siguientes (Tabla 2 y Figura 11):

**Tabla 2. Modelo *a priori* de alta velocidad de Syracuse. Elaboración propia.**

SYRACUSE ALTO		
Profundidad (km)	Vp (km/s)	Vs (km/s)
-6	6.55	3.51
3	6.74	4.06
5	6.95	4.12
7	6.99	4.15
9	7.06	4.25
11	7.06	4.26
13	7.06	4.26
15	7.29	4.37
18	7.36	4.37
21	7.51	4.37
25	7.55	4.53
30	7.84	4.59
35	7.99	4.71
40	8.17	4.82
45	8.18	4.82
50	8.62	5.03
55	8.73	5.06
70	8.73	5.20



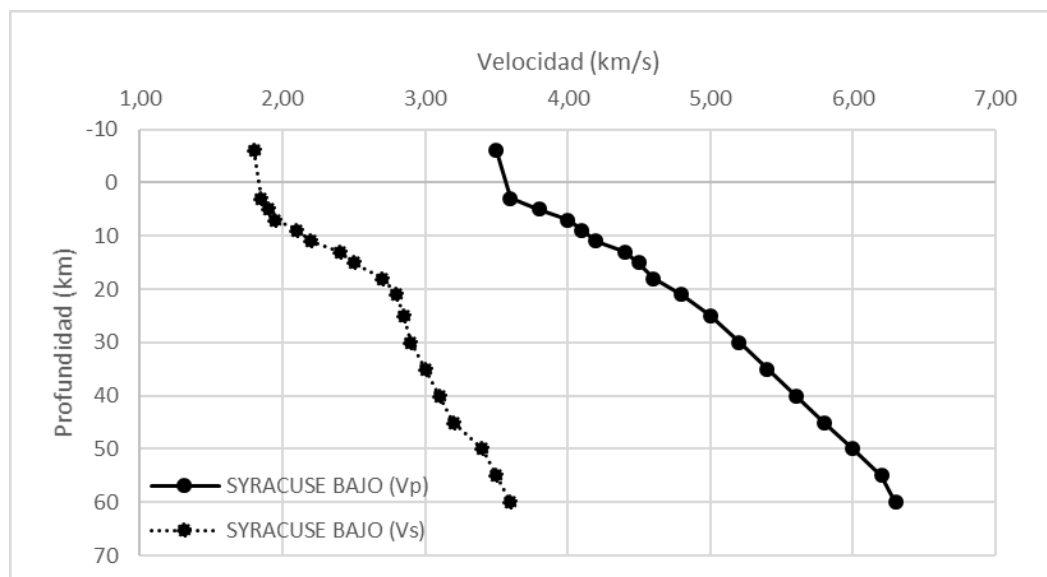
**Figura 11. Modelo *a priori* de altas velocidades de Syracuse. Elaboración propia.**

La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.

- 1.3. Modelo de Syracuse de bajas velocidades (Pedraza García, Pulido, & Dimaté, 2017): El modelo de bajas de velocidades de Syracuse surge a partir de la reutilización del modelo de altas velocidades en una zona cercana a las fuentes sismogénicas de Quetame. La actividad cortical que causa sismos en esa zona se concentra a lo largo de los piedemontes de las cordilleras y se alinean con las fallas principales observadas en superficie. Los autores decidieron probar una modificación a las velocidades originales propuestas por (Syracuse et al., 2016) debido a la presencia de un basamento polimetamórfico deformado en el Precámbrico y en el Paleozóico, con rocas sedimentarias Mesozoicas y Cenozoicas suprayacentes que fueron deformadas durante varias fases orogénicas. Este modelo (Tabla 3 y Figura 12) probó servir de una manera especial para el mismo rango de profundidades dadas las condiciones geológicas y tectónicas mencionadas.

**Tabla 3. Modelo *a priori* de baja velocidad de Syracuse. Elaboración propia.**

SYRACUSE BAJO		
Profundidad (km)	Vp (km/s)	Vs (km/s)
-6	3.50	1.80
3	3.60	1.85
5	3.80	1.90
7	4.00	1.95
9	4.10	2.10
11	4.20	2.20
13	4.40	2.40
15	4.50	2.50
18	4.60	2.70
21	4.80	2.80
25	5.00	2.85
30	5.20	2.90
35	5.40	3.00
40	5.60	3.10
45	5.80	3.20
50	6.00	3.40
55	6.20	3.50
60	6.30	3.60



**Figura 12. Modelo *a priori* de bajas velocidades de Syracuse. Elaboración propia.**

## 2. Definición geométrica y determinación de los intervalos de velocidad del modelo 1-D potencial:

Una vez se cuenta con los modelos iniciales, para cada uno, y en cada uno de los cinco cuadrantes se hace el siguiente proceso: Seleccionar alrededor de 500 eventos representativos del cuadrante y de calidades óptimas, esto es, los eventos con arribos de Ondas P de mayor calidad, Root Mean Square (RMS) inicial entre 0 y 1, errores en latitud y longitud menores a 100 km, profundidades menores a 150 km, GAP menor a 200° y que se distribuyan uniformemente en el área del cuadrante analizado (en este trabajo a dichos eventos seleccionados se le conocen como “modelo del cuadrante”). Para el modelo del cuadrante, se corre el algoritmo de VELEST (Kissling et al., 1995) con el modelo de velocidad *a priori*, relocalizando hipocentros, invirtiendo retardos de estaciones y los parámetros de velocidad en cada iteración. Este procedimiento se repite cierto número de veces y haciendo cambios en los parámetros cuando sea necesario (para los detalles del proceso de inversión con VELEST referirse al Anexo A).

La función principal de esta aproximación de ensayo y error es la de establecer una geometría razonable del modelo cortical y los correspondientes intervalos para los parámetros de velocidad y retardos de estaciones. Se procederá al tercer paso de la metodología propuesta por (Kissling et al., 1994), siempre y cuando se cumplan estas condiciones:

- Las localizaciones de los sismos, los retardos de estaciones, y los valores de velocidad no varíen significativamente en las corridas subsecuentes. Es decir, el proceso de inversión se estabiliza.

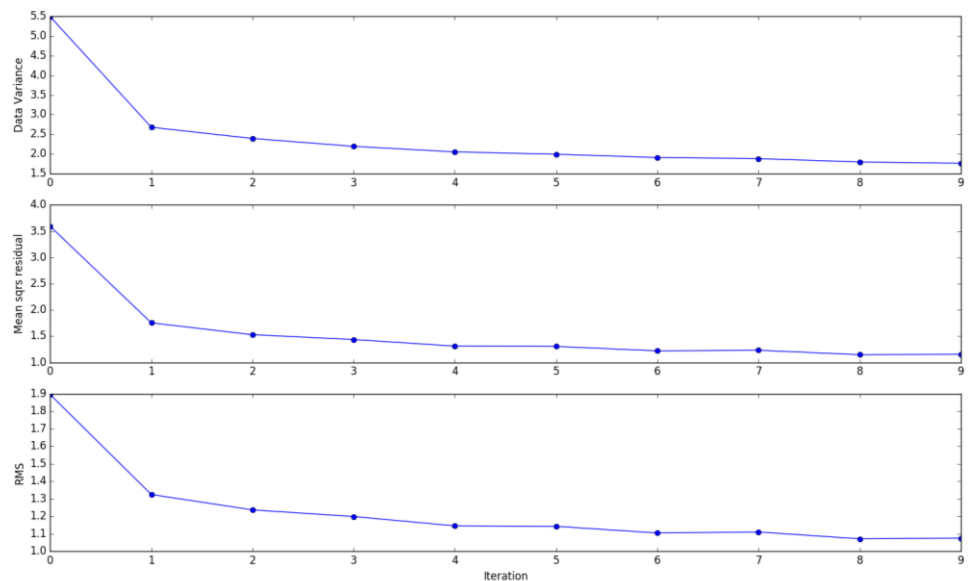
La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.



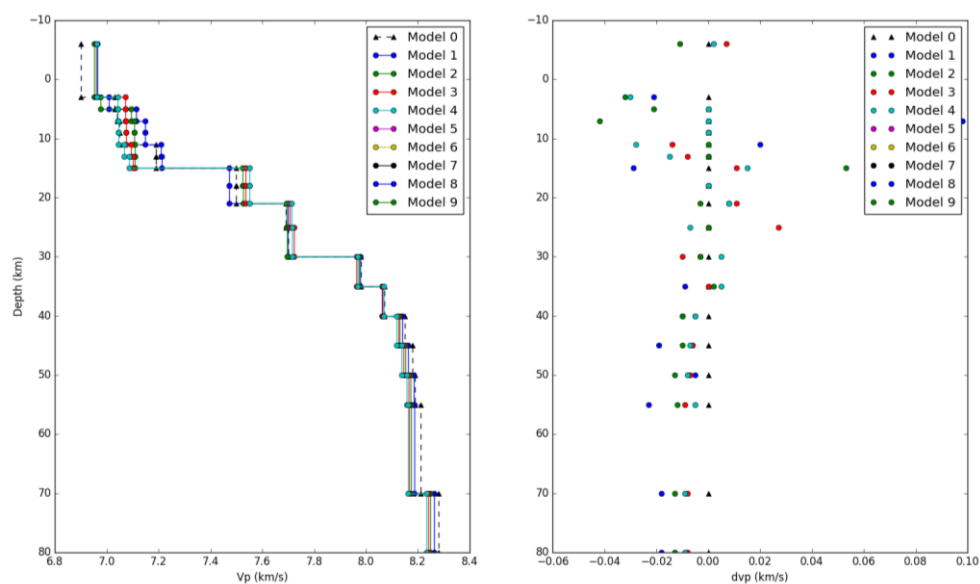
- Los valores totales de RMS (*Root Mean Square*) de los eventos muestran una reducción significativa con respecto a la primera corrida y son estables.
- El modelo 1-D de velocidades converge después de varias iteraciones. El conjunto de correcciones a las estaciones debe tener sentido geológico.

Para verificar el cumplimiento de estas condiciones se hace uso de numpy, matplotlib, pylab, entre otras de las librerías pertenecientes a Python para verificar gráficamente el comportamiento que expresan los eventos seleccionados dentro de cada cuadrante y para cada modelo de velocidad *a priori* en cada corrida. La interpretación en cada paso permite un control visual, estadístico, y al mismo tiempo geológico para decidir continuar o cambiar algún procedimiento.

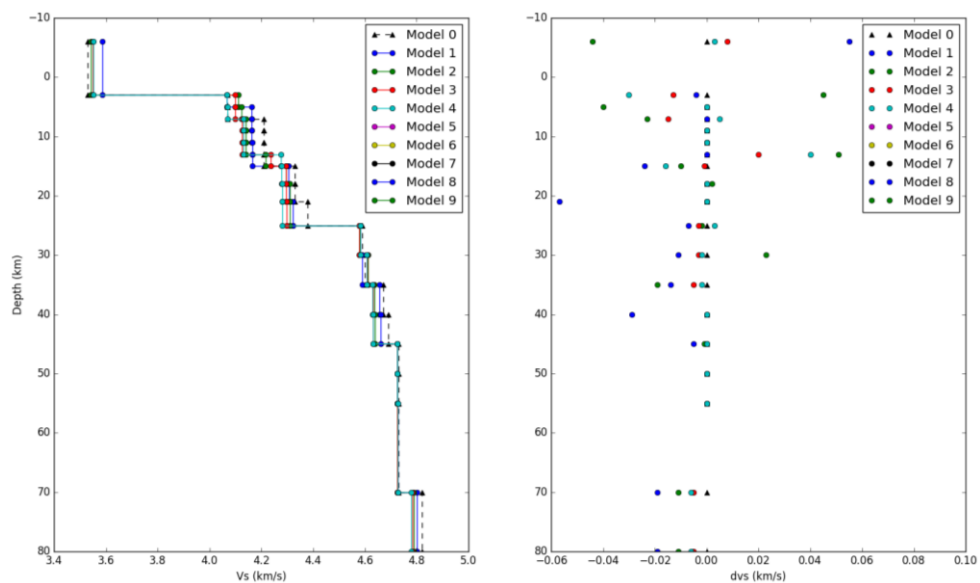
A continuación, se presenta un ejemplo de dicho control gráfico (se hizo para todos los cuadrantes, pero se presenta para uno) (Figura 13 a Figura 15):



**Figura 13. Varianza de datos, RMS medio residual y RMS vs Número de Iteraciones - Cuadrante 4, corrida 4, modelo de velocidades *a priori* de Syracuse Alto. Elaboración propia.**



**Figura 14.  $V_p$  (km/s) y  $dvp$  (km/s) vs Profundidad (km) para las 10 iteraciones - Cuadrante 4, corrida 4, modelo *a priori* de Syracuse Alto. Elaboración propia.**



**Figura 15.  $V_s$  (km/s) y  $dvs$  (km/s) vs Profundidad (km) para las 10 iteraciones - Cuadrante 4, corrida 4, modelo *a priori* de Syracuse Alto. Elaboración propia.**

La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.

### 3. Relocalización y selección final de eventos:

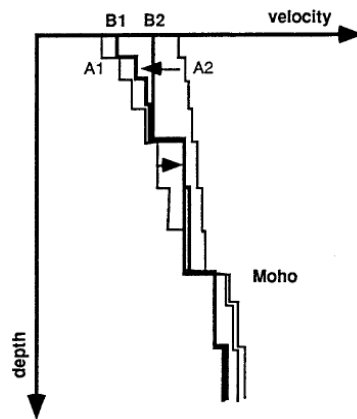
Teniendo en cuenta todos los sismos del cuadrante, y para cada cuadrante, en el tercer paso, se relocalizan usando el último modelo actualizado con VELEST (en el modo de evento único [*single event mode*]) donde ya se pueden fijar los parámetros de estaciones y de velocidad. En este punto metodológico se cuenta con las relocalizaciones de los sismos en el cuadrante donde se probaron y para cada uno de los modelos *a posteriori*. Sin embargo, estos no representan un único modelo de velocidades para el área de estudio; por lo que se procede al cuarto paso.

### 4. Evaluación de diferentes modelos 1-D mínimos para una misma área:

Como se mencionó, se cuenta con tres modelos de velocidades *a priori*, los cuales sufrirán ajustes con base en el procedimiento mencionado (para convertirse en modelos *a posteriori*). Para evaluar estos modelos dentro del mismo cuadrante, o área en específico, se deben ejecutar pruebas de rendimiento.

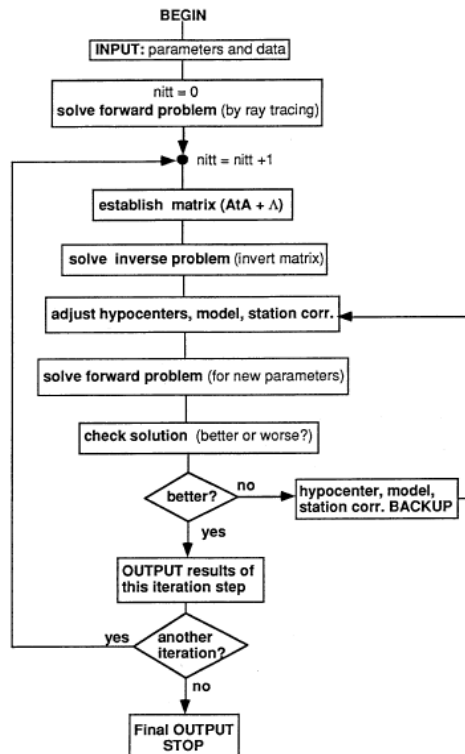
La primera prueba de rendimiento constituye en interpretar gráficamente la convergencia de los modelos, para cada cuadrante y en conjunto (toda la zona de estudio), observando cuáles ajustan mejor y en qué zonas. Un ejemplo hipotético del análisis de convergencia se encuentra en Kissling et al., 1995. En la Figura 16 se puede apreciar como varios modelos de velocidades que sufren un proceso de inversión idéntico dan como resultado otros modelos que pueden converger o no, dependiendo del ajuste que tengan a los datos iniciales; esto es, a las características geológicas del cuadrante.

La segunda prueba de rendimiento constituye en desplazar la última relocalización de los eventos de forma aleatoria (para esto será de utilidad los programas de Matlab), y verificar que vuelvan a su sitio luego de correr VELEST según los parámetros de las corridas 8 y 9, como se menciona en el Anexo A.



**Figura 16. Modelos de velocidad final (B1 y B2) resultantes de dos procedimientos de inversión idénticos con los mismos datos (sismos), pero con dos modelos de velocidad iniciales (A1 y A2). Fuente: (Kissling et al., 1995).**

De forma general, la metodología hasta aquí contemplada y explicada en el desarrollo del presente trabajo para la relocalización de hipocentros se sintetiza en la Figura 17.



**Figura 17. Flujograma del procedimiento general en VELEST. Fuente: Kissling et al, (1995).**

La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.

### 2.2.3 Mecanismos focales

El cálculo de mecanismos focales se hace con el objetivo de determinar la geometría y propiedades de las fuentes sísmicas. La metodología implementada se basa en modelar los efectos del sismo registrados en estaciones sísmicas a distancias regionales (en este estudio se ha considerado una distancia epicentral máxima de 1,200 km). Para ello se requiere de un modelo de la fuente sísmica que es descrito por ciertos parámetros como lo son: localización hipocentral o del centroide, tiempo de origen, momento escalar<sup>4</sup> ( $M_0$ ) y magnitud del sismo ( $M_W$ ), rumbo, buzamiento y deslizamiento, componentes isotrópicos y de doble par, duración de la ruptura, forma y tamaño del área de ruptura, velocidad de ruptura y distribución del *slip* a lo largo del plano de falla.

La fuente sísmica utilizada en el presente trabajo se conoce como fuente puntual (*point source*). Un modelo de fuente puntual describe los efectos del patrón de radiación de la fuente sísmica, ignorándose el tamaño de ruptura y su complejidad en función del tiempo (función temporal de la fuente sísmica). La aproximación de fuente puntual es válida en el campo lejano, es decir cuando se modelen los efectos del terremoto en estaciones sísmicas a distancias mucho mayores del tamaño de la ruptura y considerando longitudes de onda mucho mayores. Normalmente se usan dos tipos de modelos de fuente puntual: El modelo de doble par (*double couple*, DC) y el tensor de momento (*moment tensor*, MT). En este trabajo se hace uso del primer modelo debido a que típicamente se usa para sismos de origen tectónico. El modelo DC es un caso específico del segundo y es definido por un número menor de parámetros, lo que hace su resolución más estable (Cesca, Rohr, & Dahm, 2010): El tensor de momentos completo cuenta con seis parámetros, el modelo de doble par solo con cuatro. El modelo de doble par representa el deslizamiento puro a lo largo de una superficie plana de falla, cuya orientación es definida por el rumbo (*strike*) y buzamiento (*dip*). Otro parámetro adicional es el deslizamiento (*rake*), que define la dirección del movimiento a lo largo de la falla. Finalmente, el último parámetro

---

<sup>4</sup>  $M_0 = \mu A u$ , donde:

$M_0$ : Cantidad de energía liberada por el terremoto (fuerza x desplazamiento medida en N.m o dina.cm).

$\mu$ : Módulo de deformación de las rocas (GPa).

A: Área de ruptura a lo largo de la falla geológica involucrada ( $m^2$ ).

u: Desplazamiento promedio de A (m).

La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.

geométrico del modelo doble par es el momento escalar (*seismic moment*,  $M_0$ ), que define el momento sísmico liberado por el terremoto y está relacionado con la magnitud<sup>5</sup>.

El modelo de doble par puede ser utilizado para discutir la orientación de la falla activa y el tipo de deslizamiento. Sin embargo, hay que tener presente la ambigüedad un modelo puntual de doble par ya que siempre se contará con dos soluciones donde un plano será el de falla y el otro el auxiliar, la definición correcta dependerá de una interpretación geológica o de datos sísmicos adicionales (por ejemplo, la distribución espacial de las réplicas). Los modelos puntuales pueden representarse gráficamente por medio de una esfera focal, que en el caso de un modelo de doble par se caracteriza por cuatro cuadrantes de igual tamaño, separados por los dos planos focales.

Conjuntamente, el cálculo de mecanismos focales requiere de la simulación de sismogramas sintéticos calculados para el modelo de fuente sísmica; para este paso es necesario usar un modelo de velocidades para la región de estudio (resultado del procesamiento en las etapas anteriores descritas). Debido a que el cálculo de los sismogramas sintéticos requiere un gran tiempo de cálculo, el proceso se optimiza mediante el cálculo preliminar de las funciones de Green para el modelo de velocidad, y su almacenamiento en los repositorios de Fomosto (Heimann et al., 2017). Las funciones de Green representan sismogramas sintéticos elementares, que simulan la respuesta del medio cuando es inducido a una excitación simple de la fuente sísmica. Así es posible simular como se propagan las ondas desde la fuente hasta las estaciones sísmicas. Una vez se disponga de un repositorio de funciones de Green, cualquier sismograma sintético podrá representarse como combinación lineal de ellas.

Otro paso necesario para la determinación del mecanismo focal trata el acceso y preparación de los datos sísmicos. Debido al modelado de registros sísmicos a bajas frecuencias, se hace necesario contar con datos de entrada correspondientes a estaciones de onda banda ancha, con los que no se contaba en la etapa de calibración de modelos de velocidad y relocalización. Los datos a usar, así como la información adicional sobre estaciones sísmicas y respuesta instrumental, se descargaron usando el programa Grondown (Heimann et al., 2017) el cual accede a diferentes redes sísmicas globales como Geofon (Deutsches Geoforschungszentrum (GFZ) & Partners, 2019) y Iris (National Science Foundation, 2019), así como a datos locales (en este caso, los datos disponibles de la Red Sísmica Nacional de Colombia para el periodo 2012-2018).

La preparación de los datos requiere diferentes operaciones: eliminar la respuesta instrumental, eliminar valor medio (*demean*) y de tendencia (*detrend*), rotar las componentes horizontales a las direcciones radial y transversal, y remuestrear los sismogramas al muestreo de las funciones de Green (2 Hz). Además, fue requerido

---

<sup>5</sup>  $M_w = \frac{2}{3} (\log_{10} M_0 - 9.1) = \frac{2}{3} (\log_{10} M_0 - 16.1)$ . Donde  $M_w$ : Magnitud de momento. La primera ecuación aplica para  $M_w$  [N.m] y la segunda para  $M_w$  [dina.cm].

alargar la forma de onda de las estaciones colombianas (originalmente muy cortas) añadiendo en ambos extremos de las trazas un proceso de ruido blanco de amplitud compatible con el ruido sísmico de cada estación, mediante un programa desarrollado en esta tesis en lenguaje Python.

Finalmente, se puede abordar el problema de la inversión de la fuente sísmica, en donde se determina el mecanismo focal de un sismo, comparándose cuantitativamente los sismogramas observados y modelados. La inversión se ha realizado con el programa Rapidinv (Cesca et al., 2010) que se basa en el software de inversión de fuente finita conocido como “Kiwi Tools” (Heimann, 2011). Rapidinv lleva a cabo la inversión en dos pasos, el primero consiste en la inversión del mecanismo focal en el dominio de las frecuencias, mediante el ajuste de los espectros de amplitud para la forma de onda entera (*full waveform*); en este paso se obtienen los nuevos parámetros de fuente como rumbo, buzamiento, deslizamiento, momento escalar y profundidad. Sin embargo, este tipo de inversión no permite resolver la polaridad del mecanismo focal. En el segundo paso se hace una inversión adicional y se investiga la localización del centroide, los parámetros adicionales recuperados son la ubicación relativa del centroide y el modelo doble par completo con sus polaridades. Rapidinv permite determinar adicionalmente los parámetros de un modelo de tensor momento: el proceso es análogo, pero resuelve las 6 componentes de este modelo, en lugar de los parámetros del modelo doble par. El programa también explora el “espacio parametral” (definido como la distribución del desajuste *-misfit-* contra los parámetros que definen el modelo de fuente) para encontrar el mínimo error, combinando una búsqueda en malla y de gradiente. Como medida del ajuste se usa una norma  $L^2$ , sea en el campo de las frecuencias o en el dominio temporal. Para efectos de confiabilidad se considerarán inversiones de primera calidad (A) las que en su primer paso tengan un error de desfase menor a 0.5 y en el segundo menor a 1.0.

Este trabajo se enfocó a los sismos con profundidades hipocentrales menores de 60 km y magnitudes locales ( $M_L$ ) mayores o iguales a 4.0 debido a la poca presencia de sismos profundos en la zona y la alta probabilidad de contar con registro de ondas superficiales, además, se hace conveniente esta restricción por razones interpretativas.

#### **2.2.4 Revisión de magnitudes**

Debido a la falta de información acerca de la calibración de los equipos, las magnitudes iniciales de los sismos no sufrirán un proceso significativo de cambio y se empleará la ecuación de Magnitud Local ( $M_L$ ) que propone la RSNC para su cálculo. Aun así, será posible analizar la distribución o la tendencia de las magnitudes una vez se haya hecho el proceso de relocalización. También cabe mencionar que es de esperarse que la definición de un modelo de ruptura en el cálculo de mecanismos focales explicado anteriormente genere las condiciones para que se permita establecer el valor de Magnitudes de Momento ( $M_W$ ) en los sismos procesados para este fin. Esto daría una idea del cambio esperado en su cálculo, considerando nuevos parámetros que en un procesamiento rutinario de agencia es ignorado.

La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.

### **2.2.5 Incorporación de insumos geofísicos adicionales**

La incorporación de insumos geofísicos se lleva a cabo a través de la comparación entre el modelo de velocidades resultante para la zona de estudio con el procesamiento mencionado en Relocalización de hipocentros, y modelos de velocidades calculados mediante otros métodos para una zona cercana o incluida en la definida por el presente trabajo. Esto permitirá validar que tan preciso es el modelo de velocidades final para la zona de convergencia entre la Placa Caribe y el Bloque Norandino, teniendo en cuenta los cambios que se puedan presentar en el dominio de la profundidad.

Para estos cambios es entonces primordial incorporar información geológica que dé explicación a las estructuras corticales y la interacción entre ambas placas. En este punto se recopilaron fuentes bibliográficas adicionales a las mencionadas en el Marco de referencia como las de F Cedié, Shaw, & Caceres, 2003; Restrepo et al., 2017; Van der Hilst & Mann, 1994, y se extraen los principales modelos tectónicos y geológicos con los que se discutirá los resultados.



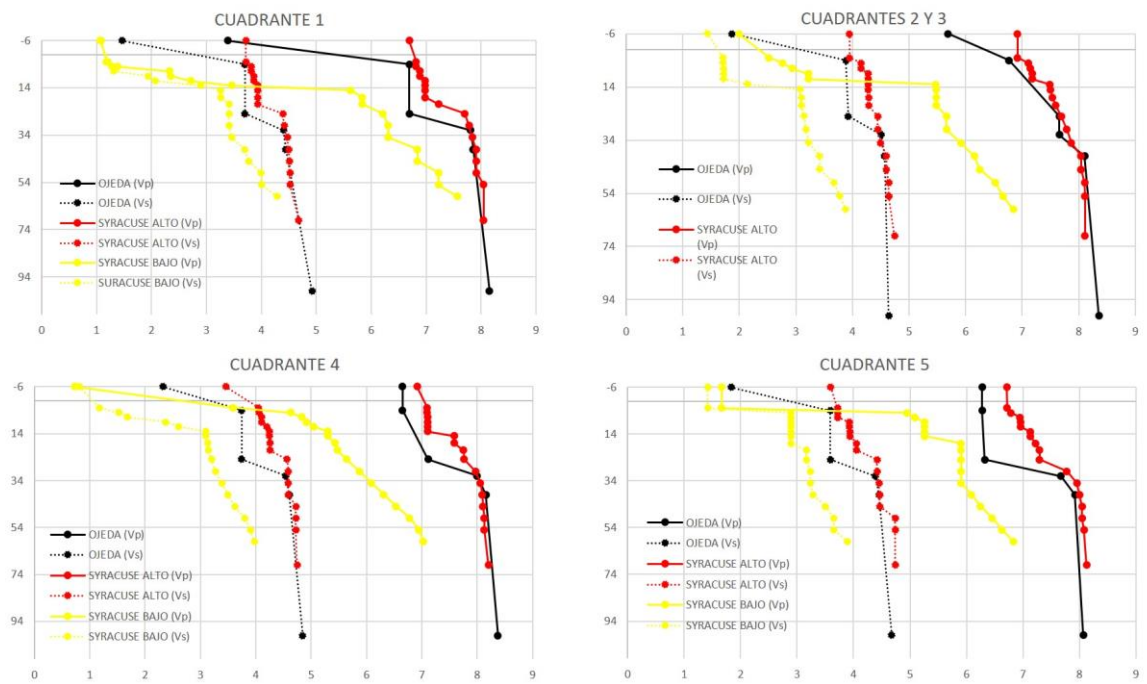
### 3. PRESENTACIÓN Y DISCUSIÓN DE RESULTADOS

La presentación y discusión de resultados se distribuye de tal manera que para todos los cuadrantes se muestra un análisis gráfico de los datos de calibración de los 3 modelos de velocidades *a priori*. El resultado de estas calibraciones (modelos *a posteriori*) y el análisis en conjunto que define la selección de un modelo de velocidades representativo para la zona de estudio se expone aquí.

La prueba de este modelo y el proceso de “refinación” también se expone en este apartado. La implementación de este modelo como entrada en el procesamiento de dos subconjuntos de datos (dominios corticales) y obtención de nuevos modelos de velocidades será el interés principal de la presentación de resultados. Consecutivamente, se presentan las soluciones de referencia y las propias de los mecanismos focales enfocados en otros dos subconjuntos de datos (dominios estructurales). Finalmente, las pruebas correspondientes a los modelos de velocidad de cada dominio, la relocalización final de todos los eventos y la interpretación geológica será el punto central en la discusión de estos resultados.

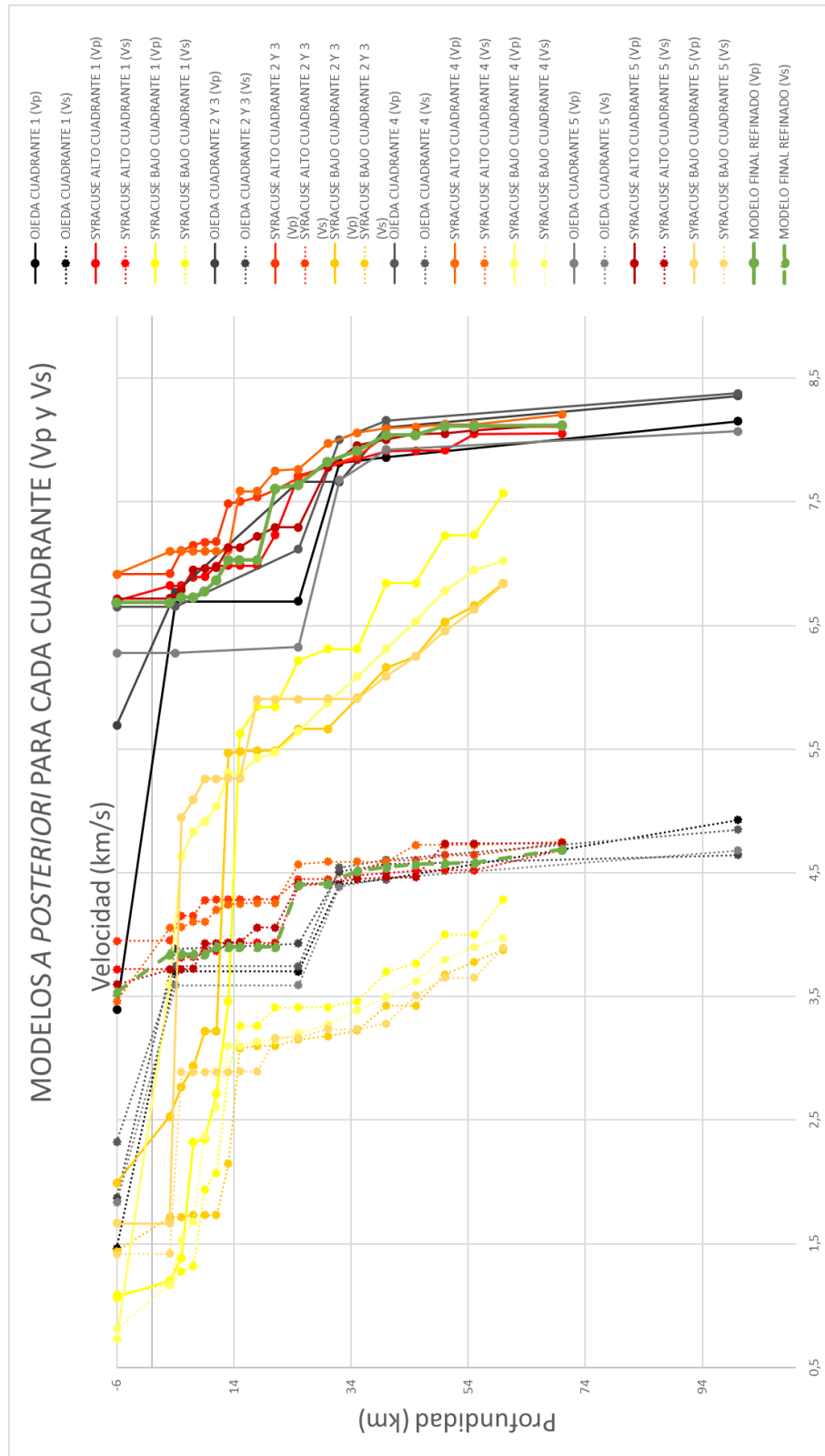
#### 3.1 MODELOS DE VELOCIDAD

Después de que se procesaron los modelos de velocidades, tanto para las Ondas P como para las Ondas S, en cada uno de los cuadrantes mencionados, se obtienen los modelos *a posteriori* o de salida (Figura 18). Al graficar conjuntamente estos modelos (Figura 19), se puede notar que las tendencias de los modelos *a posteriori* de Syracuse Bajo se agrupan en un conjunto de bajas velocidades, lo cual no es coherente con el tipo de geología del Caribe. A su vez, los modelos *a posteriori* de Syracuse Alto y Ojeda se agrupan en otro grupo, lo que da pie al cálculo de las curvas de tendencia que se usan para promediar el modelo de velocidad 1D representativo de la zona de estudio.



**Figura 18. Modelos a posteriori por cuadrante. Los cuadrantes 2 y 3 se tomaron como uno debido a que la cantidad de sismos representativos era inferior a 500 de forma individual. Elaboración propia.**

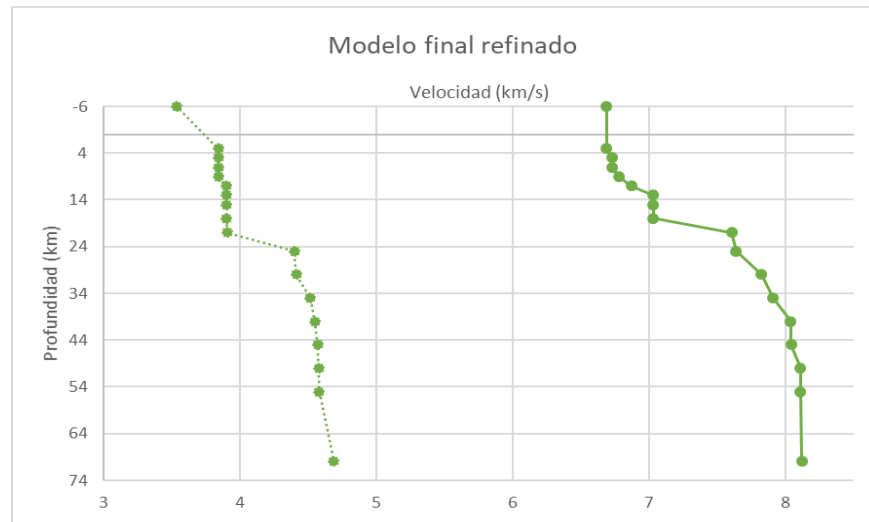
La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.



**Figura 19. Modelos a posteriori para cada cuadrante (Vp y Vs). Elaboración propia.**

La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.

Este modelo final de tendencia fue utilizado para realizar el procedimiento detallado en Relocalización de hipocentros; esta vez con sismos representativos de toda el área de trabajo, con el propósito de calcular un modelo de velocidades unidimensional final refinado. Con esto fue posible, además, reducir los valores cercanos y de esta manera el número de interfaces disminuyó (proceso de refinamiento para valores cercanos). A continuación, se presenta dicho modelo (Figura 20 y Tabla 4).



**Figura 20. Modelo final refinado. Elaboración propia.**

**Tabla 4. Modelo final refinado. La profundidad inicial (-6 km) refleja la ubicación de la estación sísmica más elevada considerada en su cálculo; en otras palabras, se considera la topografía. Elaboración propia.**

MODELO FINAL REFINADO		
Profundidad (km)	Vp (km/s)	Vs (km/s)
-6	6.69	3.53
3	6.69	3.84
5	6.73	3.84
7	6.73	3.84
9	6.78	3.84
11	6.87	3.90
13	7.03	3.90
15	7.03	3.90
18	7.03	3.90
21	7.61	3.90
25	7.64	4.40
30	7.83	4.41

La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.

35	7.91	4.52
40	8.04	4.55
45	8.04	4.57
50	8.11	4.58
55	8.11	4.58
70	8.12	4.69

Con este modelo (Figura 20 y Tabla 4), se realiza un control de calidad conocido como prueba de rendimiento del desplazamiento. Esta consistió en mover de forma aleatoria con un factor de 5 km la localización (latitud y longitud) de 3,494 sismos representativos en toda la zona de estudio, empleando una rutina de Matlab. Dichos sismos se seleccionaron con base en el segundo paso metodológico de Kissling et al., (1994). Con estos sismos desplazados se emplea el modelo final refinado para relocalizarlos y se encuentra que el 97% vuelve a su localización original. La relación con la cantidad de sismos por cuadrante y la variabilidad intrínseca de las divisiones se ve expresada en esta prueba: La confianza del modelo general de velocidades del Caribe es mayor en los cuadrantes del sur. Evaluando tanto los errores relativos promedios de localización epicentral como los RMS de cada sismo, se halla que la diferencia promedio entre estos valores es de solo 0.6%, 0.3% en los cuadrantes del sur y 0.7% en los del norte. Con esta prueba se da mayor confianza al modelo de velocidades 1D calculado.

### 3.2 DOMINIOS CORTICALES

Como punto de partida, cabe aclarar que el modelo de velocidades final refinado se ajusta a las condiciones geológicas generales presentes en la zona de estudio, es de esperarse entonces que en este modelo se vea reflejada la influencia que tienen distintos tipos de cuerpos geológicos y procesos de tal forma que los detalles o algunas distinciones específicas no sean posible hacerse. Esto se debe en parte a que, al existir una heterogeneidad geológica elevada como en la zona de convergencia de la Placa Caribe con el Bloque Norandino, las expresiones sísmicas sean promediadas, como es el caso de la velocidad de propagación que está condicionada por factores como: densidad, contenido mineral, porosidad, textura, estructura, presión y temperatura.

De forma general, estos factores pueden distinguirse por el tipo de corteza que haya, y como la sismicidad está condicionada por ella, se decide dividir la totalidad de los datos en dos poblaciones. La primera población se limitará a la zona perteneciente a corteza continental, mientras que la segunda a la corteza oceánica y transicional. Ambas afinidades corticales tentativas son delimitables espacialmente con base en las expresiones de cinturones deformados, sutura de bloque y sistemas de fallas regionales identificados por Restrepo et al., 2017, mediante interpretación de atributos gravimétricos y magnetométricos de carácter regional controlada con sísmica de reflexión, cartografía geológica y registro de pozos. A partir de esta subdivisión en dos dominios, se pretendió, con los sismos relocalizados, diferenciar con mayor precisión los límites corticales

La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.

(espesor de cada dominio cortical hasta el manto superior-Profundidad del Moho) y las características sismológicas propias que permitan identificar otro tipo de procesos.

Empleando el modelo final refinado 1D encontrado en la sección anterior, como un modelo de referencia (*a priori*), se realiza el procedimiento detallado en Relocalización de hipocentros para sismos representativos de cada dominio cortical. Así, se logran obtener dos modelos de velocidades 1D distintos, los cuales se pusieron a prueba de la misma forma como el modelo final refinado del Caribe.

Los detalles del modelo del dominio continental y oceánico se expresan en la Tabla 5.

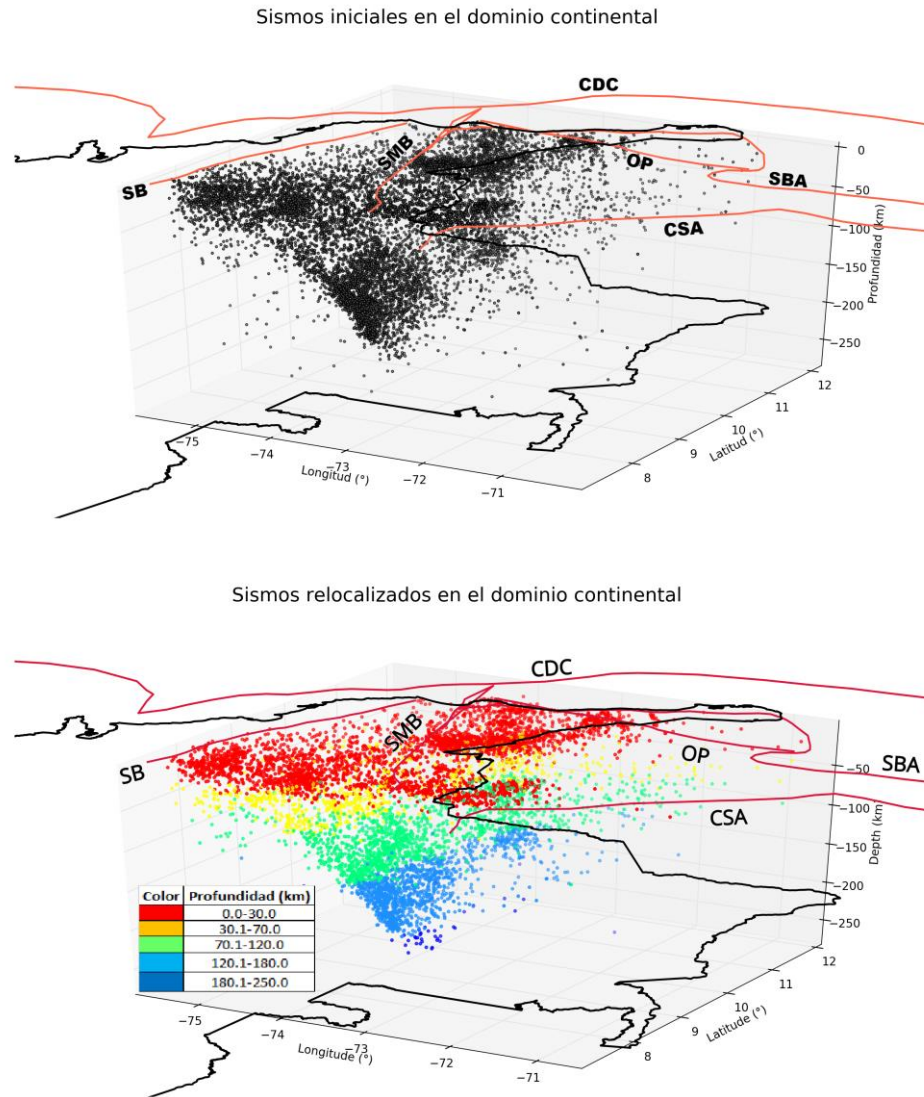
**Tabla 5. Modelos finales continental y oceánico. Elaboración propia. Nótese diferencias en las interfaces de profundidad definidas para los valores de velocidad, esto se debe al proceso de refinamiento de valores cercanos en cada dominio cortical.**

MODELO FINAL CONTINENTAL			MODELO FINAL OCEÁNICO		
Profundidad (km)	Vp (km/s)	Vs (km/s)	Profundidad (km)	Vp (km/s)	Vs (km/s)
-6	7,05	3,80	-6	6,62	3,81
7	7,06	3,92	5	6,88	3,92
9	7,22	4,05	15	6,89	4,01
11	7,38	4,06	18	7,22	4,01
13	7,45	4,06	21	7,32	4,22
21	7,76	4,07	25	7,80	4,47
25	7,82	4,42	35	7,88	4,55
30	7,92	4,42	40	8,04	4,57
35	8,00	4,55	50	8,05	4,59
40	8,02	4,56	55	8,13	4,59
55	8,09	4,64	70	8,14	4,78
70	8,11	4,69			

Con cada modelo fue finalmente posible hacer la relocalización de 7,324 de los 10,374 sismos en el dominio continental (Figura 21) y de 871 de los 1,595 en el dominio oceánico (Figura 22). La reducción en la cantidad de sismos que se pudo relocalizar tanto para el dominio de afinidad cortical continental, como para el de afinidad oceánica y transicional (que aquí se toman como uno debido a la complejidad geológica y cuya delimitación está por fuera del alcance aquí propuesto), se debe principalmente a la calidad de las lecturas que conforman la base de datos. Este fenómeno se hace notorio especialmente en los sismos pertenecientes al periodo de tiempo 1993-2000 (alrededor del 30% del total del catálogo construido), que concuerda con el escaso arreglo de estaciones sísmicas pertenecientes a la RSNC en la zona de estudio del presente trabajo. Por lo tanto, esto se refleja en que dichas lecturas tengan menos de cuatro fases y con ello VELEST no puede procesar los eventos de forma eficiente para relocalizarlos. A pesar de esa disminución,

La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.

se considera que la cantidad de soluciones es suficiente para cumplir el propósito interpretativo.

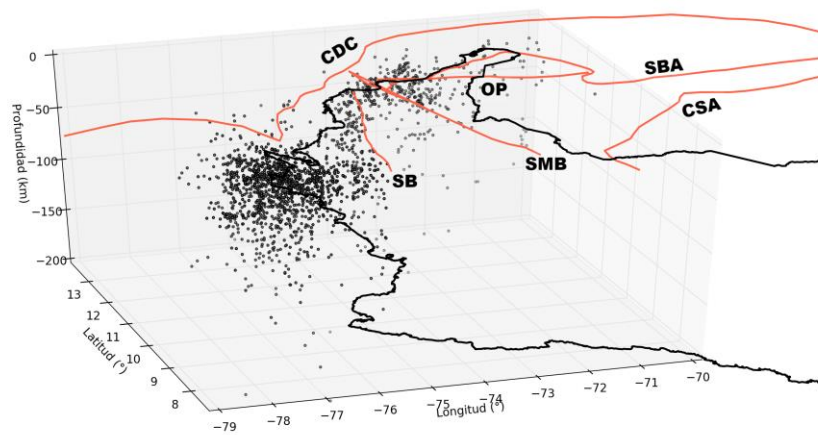


**Figura 21. Sismos iniciales y sismos relocados en el dominio continental empleando el modelo de velocidades correspondiente. Líneas color carmesí: SB: Sutura de Bloque (Romeral); CDC: Cinturón deformado del Caribe; SMB: Sistema de fallas Santa Marta-Bucaramanga; OP: Sistema de fallas Oca-EI Pilar; SBA: Sutura de Bloque Acrecionado y CSA: Cratón Suramericano identificados por Restrepo et al, (2017). Elaboración propia.**

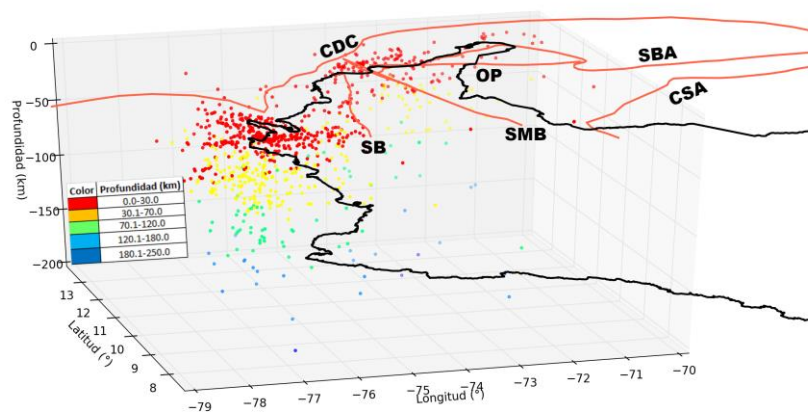
La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.



Sismos iniciales en el dominio oceánico



Sismos relocados en el dominio oceánico



**Figura 22. Sismos iniciales y sismos relocados en el dominio oceánico empleando el modelo de velocidades correspondiente. Abreviaturas de fallas y límites tectónicos igual que en la Figura 21. Elaboración propia.**

La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.

De forma general, las vistas tridimensionales de las Figuras 21 y 22, permiten interpretar eventos superficializados y mayor precisión en los cúmulos sísmicos con respecto a las localizaciones originales. Un análisis extendido se hará en el capítulo de interpretación conjunta.

### 3.3 MECANISMOS FOCALES

#### 3.3.1 Dominios estructurales

Para estudiar la posible deformación cortical y sedimentaria (profunda o superficial) ocasionada por procesos tectónicos de distinta naturaleza, se eligen dos dominios estructurales identificados para el Caribe por Kairuz et al., (2017). En el primero de ellos (ubicado al norte de la falla de Oca) se evidencian estructuras formadas por compresión y tectónica de rumbo, así como también estructuras desarrolladas por acomodación gravitacional. El segundo dominio estructural abarca desde el sur del abanico sedimentario del Magdalena hasta el Golfo de Urabá; debida a la poca representatividad costa adentro (*onshore*), los sismos del Valle Inferior del Magdalena no son tomados en cuenta para el cálculo de mecanismos focales. En este segundo dominio estructural, predomina la compresión, expresada en cinturones de deformación plegados y fallados tanto para el prisma de acreción actual, como para dos prismas acrecionados al continente, llamados Sinú y San Jacinto respectivamente (Flinch et al., 2003). Por debajo de estas estructuras existe una discordancia, bajo de la cual se evidencian estructuras de rifting (algunas de edad Jurásica).

En total se cuenta con 34 sismos con las características especificadas en el capítulo de Mecanismos focales que se localizan en los dominios de estudio (**¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.** y Figura 23), 20 en el dominio Guajira y 14 en el dominio Golfo de Urabá.

**Tabla 6. Lista de sismos ( $z < 60$  km y  $ML > 4.0$ ) dentro de los dominios estructurales. Elaboración propia.**

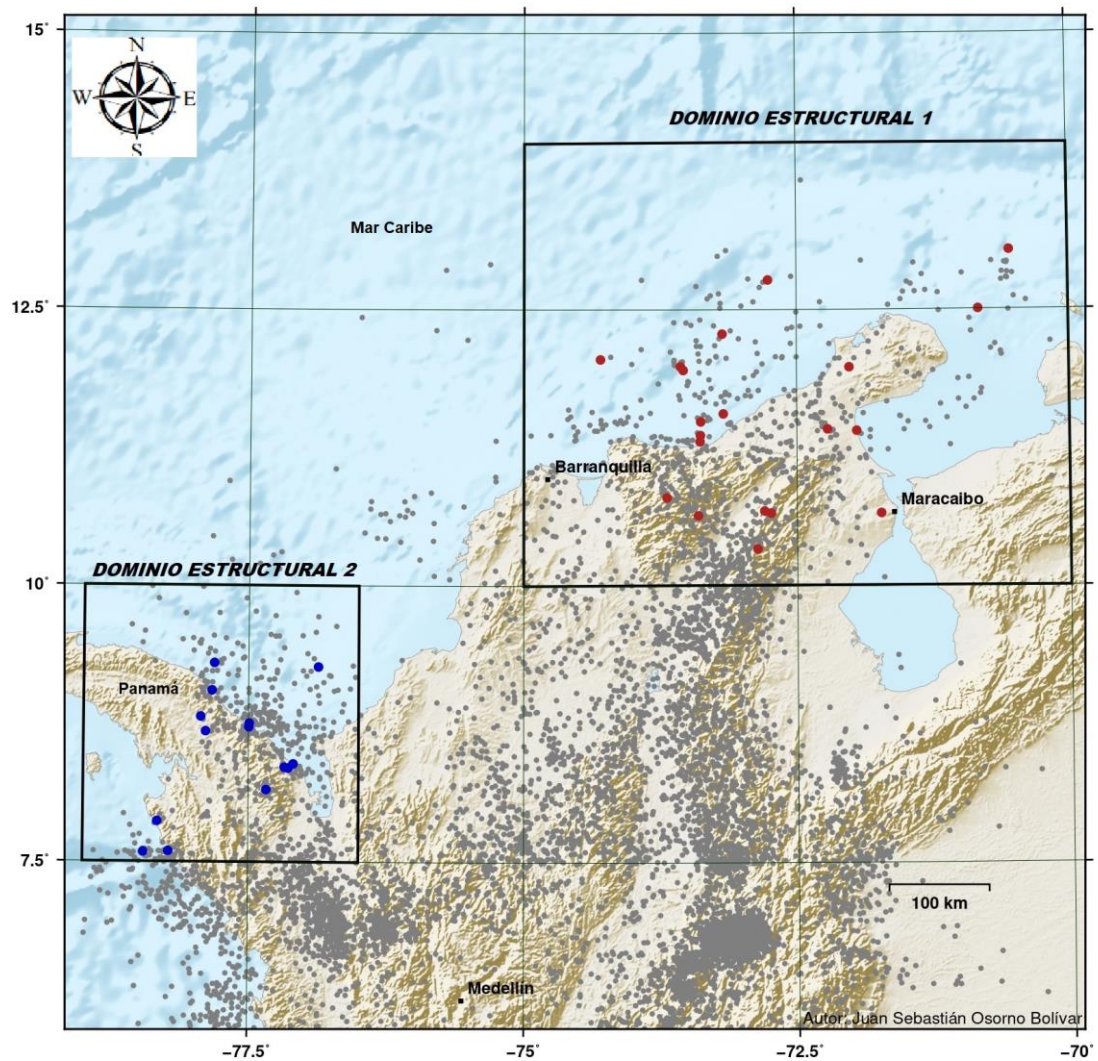
Evento	Fecha	Hora (UTC)	Latitud (°)	Longitud (°)	Profundidad (km)	Magnitud (MI)
1	2012-01-16	15:23:45	11.405	-71.952	0.2	4.1
2	2012-02-15	14:54:48	7.597	-78.223	24.0	4.3
3	2012-08-27	03:24:10	7.867	-78.325	3.6	4.0
4	2012-09-12	05:23:16	9.300	-77.813	22.3	4.1
5	2012-09-30	09:30:12	8.388	-77.092	32.1	4.3
6	2013-01-02	02:18:33	8.755	-77.493	39.0	4.2
7	2013-02-27	18:49:19	11.979	-72.018	53.6	4.5

La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.

8	2013-03-24	04:52:33	11.364	-73.384	26.0	4.8
9	2013-05-02	03:42:20	11.316	-73.390	9.8	4.6
10	2013-05-16	16:29:19	11.991	-73.571	13.8	4.5
11	2013-08-15	18:56:32	11.487	-73.381	20.0	4.5
12	2014-02-14	21:14:24	11.559	-73.174	18.8	4.6
13	2014-02-21	11:43:29	12.503	-70.829	32.0	5.2
14	2014-02-22	09:49:04	10.802	-73.691	26.0	4.0
15	2014-02-24	10:34:57	10.680	-72.798	2.8	4.4
16	2014-02-28	12:54:39	11.953	-73.540	8.9	4.3
17	2014-03-23	14:58:00	10.639	-73.404	8.0	4.4
18	2014-06-01	02:37:35	10.337	-72.862	4.0	4.7
19	2014-07-11	12:53:24	8.815	-77.935	18.8	4.1
20	2014-07-27	20:34:32	13.035	-70.540	32.0	4.1
21	2014-09-11	22:05:05	10.661	-72.738	0.8	4.1
22	2014-11-09	12:46:26	12.768	-72.761	32.1	4.3
23	2014-11-28	04:36:23	8.720	-77.497	49.8	4.7
24	2015-01-10	06:17:54	8.358	-77.173	40.1	4.2
25	2015-05-09	14:31:52	11.419	-72.219	17.2	4.9
26	2015-07-29	00:10:24	8.155	-77.337	14.1	5.3
27	2015-09-07	05:51:17	8.683	-77.890	8.6	4.2
28	2015-09-14	15:38:22	7.589	-78.451	12.0	4.1
29	2015-11-16	13:11:55	8.351	-77.138	32.1	4.1
30	2016-10-16	17:46:00	10.660	-71.730	10.7	4.2
31	2017-02-12	09:32:28	12.280	-73.182	29.8	5.0
32	2017-05-	21:14:46	12.050	-74.299	6.6	4.0

La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.

	31					
33	2017-08-14	17:09:18	9.266	-76.867	59.3	4.1
34	2017-09-23	09:19:16	9.052	-77.834	47.5	4.1



**Figura 23. Mapa de sismos seleccionados para la inversión de mecanismo focal y dominios estructurales correspondientes. Rojo: Sismos en dominio estructural 1-Guajira (20 eventos). Azul: Sismos en el dominio estructural 2-Golfo de Urabá (14 eventos). Elaboración propia.**

La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.

### 3.3.2 Soluciones de referencia

Algunos de los sismos identificados (9 de 34) tienen mecanismos focales de referencia encontrados en los catálogos de Global Centroid Moment Tensor database (CMT) (Dziewonski, Chou, & Woodhouse, 1981) y de la RSNC. Cabe aclarar que esta última base de datos nacional tiene a su disposición tres tipos de subcatálogos, donde la inversión se aborda con distintas metodologías que aquí serán explicadas brevemente:

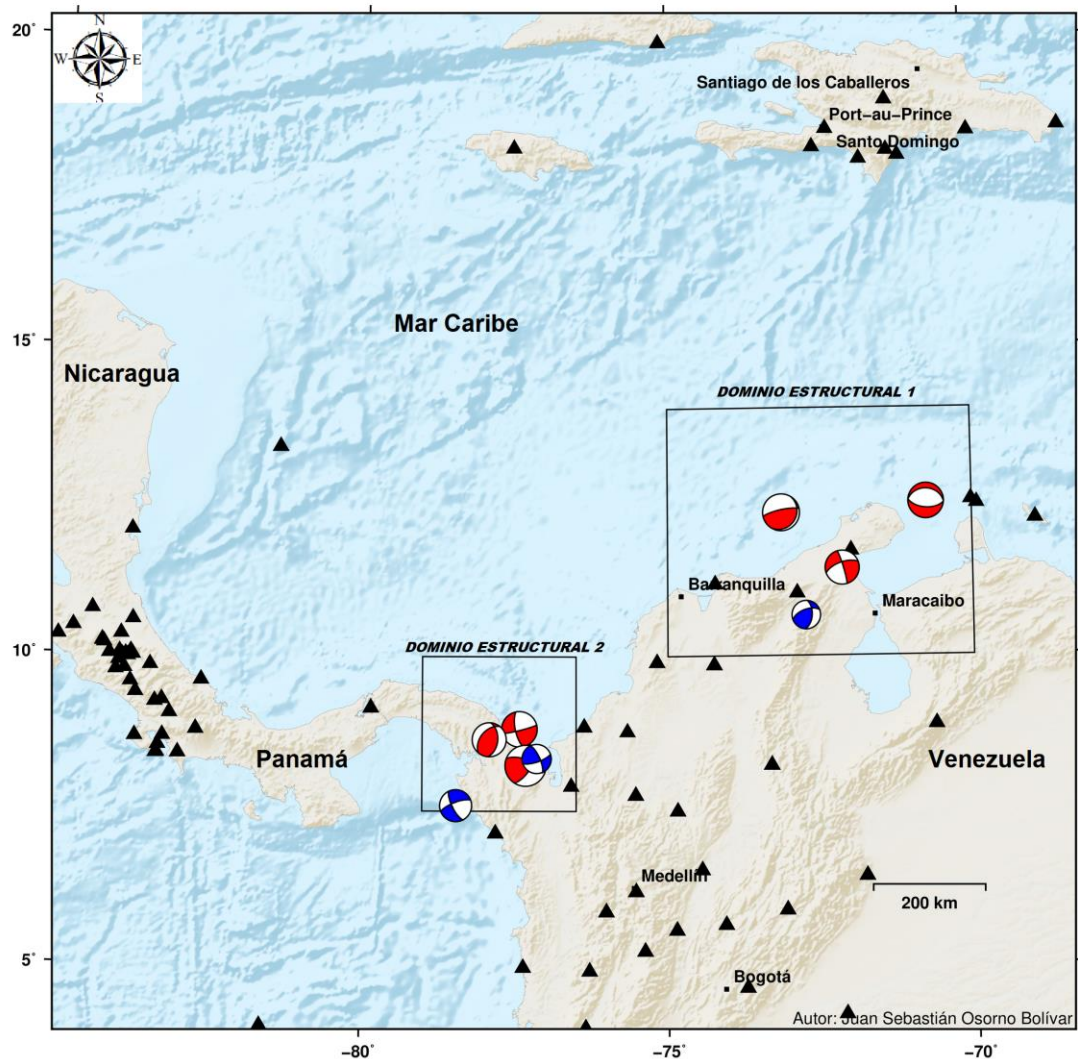
1. Polaridades: La inversión del mecanismo focal con esta metodología incluye las observaciones de dirección del primer impulso de la onda P medido en la componente vertical del sismograma. Una vez representadas las observaciones sobre una proyección estereográfica del hemisferio inferior de la esfera focal, el problema se limita a separar por medio de dos planos ortogonales las observaciones en cuatro cuadrantes de signo alternativo. Dentro de los inconvenientes que presenta este método, se destaca la necesidad de una buena cobertura azimutal de observaciones para que el mecanismo quede bien determinado y aun así se sigue presentando al ambigüedad en los planos de solución (Buforn, 1994).
2. Fase W: La Fase W corresponde a una onda de período muy largo, de entre 200 y 1000 s, generada por la superposición de los primeros sobretonos o armónicos de los modos normales de la Tierra. Se observa a distancias superiores a los 5 grados, en sismogramas en banda ancha entre la llegada de la Onda P y la Onda S. Una característica interesante es que no se ve afectada por heterogeneidades de la corteza, ya que está compuesta por ondas que viajan principalmente a través del manto. La inversión de la fase W permite obtener el tensor de momento sísmico (mecanismo focal, magnitud y centroide) de terremotos medianos a mega terremotos exclusivamente  $-M_L > 3.5$ - (es por esto por lo que la inversión se hace aplicando *bandpass* de bajas frecuencias).
3. ISOLA (Sokos & Zahradnik, 2006): Este programa desarrollado en lenguaje Fortran y con interfaz gráfica de usuario en Matlab se basa en representaciones de fuente multi-puntual y deconvolución iterativa (considerando la totalidad de la forma de onda, *full waveform*). Además, las funciones de Green se calculan con el método del número discreto de onda de Bouchon (1981) y Coutant (1989). El tensor de momento se encuentra en la minimización por mínimos cuadrados del desajuste (*misfit*) entre formas de onda sintéticas y observadas, mientras que la posición y el tiempo se optimizan mediante una búsqueda en malla, similar a como se realiza el procedimiento en el presente trabajo (ver Mecanismos focales). La diferencia principal por considerar es que ISOLA hace la inversión exclusivamente en el dominio temporal.

La compilación gráfica de los mecanismos de referencia se presenta en la Figura 24. En caso tal que para un mismo evento existiese más de una solución de referencia en cualquiera de los catálogos mencionados anteriormente, se tomaba como la más

La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.
























confiable aquella perteneciente a Global CMT porque la cantidad de datos y estaciones usadas por este proyecto es mayor que en las nacionales. Seguidamente, si para un evento no existe solución de Global CMT, las próximas a considerar son, en orden de confiabilidad decreciente: Fase W, *full waveform* con ISOLA y Polaridades. Para los detalles de las soluciones de referencia referirse a la Tabla 7.



**Figura 24. Mapa de mecanismos focales de referencia. Rojo: Catálogo Global CMT (6 soluciones, 3 en el dominio Guajira y 3 en el dominio Golfo de Urabá). Azul: Catálogo RSNC (una solución de ISOLA en el dominio Guajira y 2 soluciones de polaridades en el dominio Golfo de Urabá). Elaboración propia.**

La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.

**Tabla 7. Detalles de los mecanismos focales de referencia en comparación con los propios. Elaboración propia.**

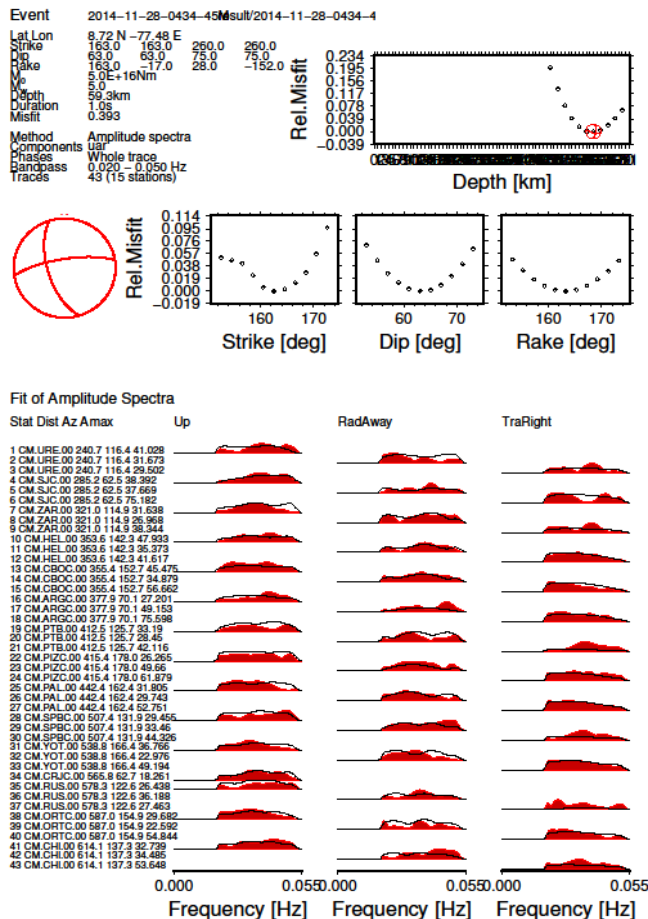
FECHA	SOLUCIONES DE REFERENCIA				SOLUCIONES PROPIAS
	<i>Global CMT</i>	<i>RSNC – Polaridades</i>	<i>RSNC – Fase W</i>	<i>RSNC – ISOLA</i>	
2014-02-21		No	No	No	
2014-09-11	No	No	No		
2014-11-28		No	No	No	
2015-05-09		No	No	No	
2015-07-29				No	
2015-09-07			No	No	
2015-09-14	No		No	No	
2015-11-16	No		No	No	
2017-02-12		No	No	No	

### 3.3.3 Soluciones propias

El número limitado de soluciones de referencia justifica esta parte del trabajo, que pretende incrementar el número de mecanismos focales estimados en ambos dominios con el fin de definir mejor la sismicidad en la zona de estudio. La interpretación geológica de estos mecanismos se hará en la sección de interpretación conjunta. Con propósito de ejemplificar los resultados metodológicos, se muestra la inversión en ambos pasos (frecuencial y temporal) del mecanismo focal del evento del 28 de noviembre de 2014 (Figura 25 y Figura 26):

La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.

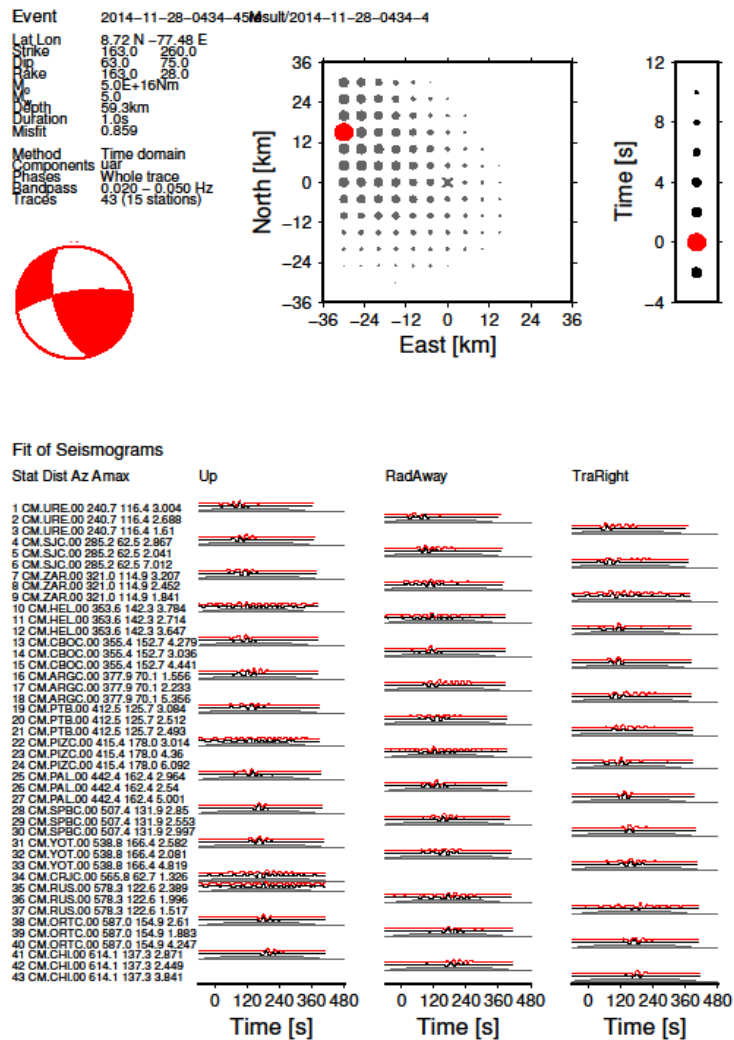




**Figura 25. Archivo de salida de Rapidinv donde se detalla los resultados del primer paso de inversión. Entre la información se muestra el espacio parametral y los planos nodales.**

En el lado superior izquierdo se muestran los parámetros de fuente encontrados, el método usado, las componentes, las fases, el *bandpass*, y la cantidad de estaciones y trazas usadas. Opuesto a esta información se encuentra el espacio parametral (*Real Misfit vs Depth, Strike, Dip, Rake*) y los planos nodales de la esfera focal. Por último, se muestra el ajuste al espectro de amplitudes de cada una de las trazas y sus componentes (ordenadas según distancia epicentral de las estaciones). Los datos originales se muestran en rojo y los ajustados en negro.

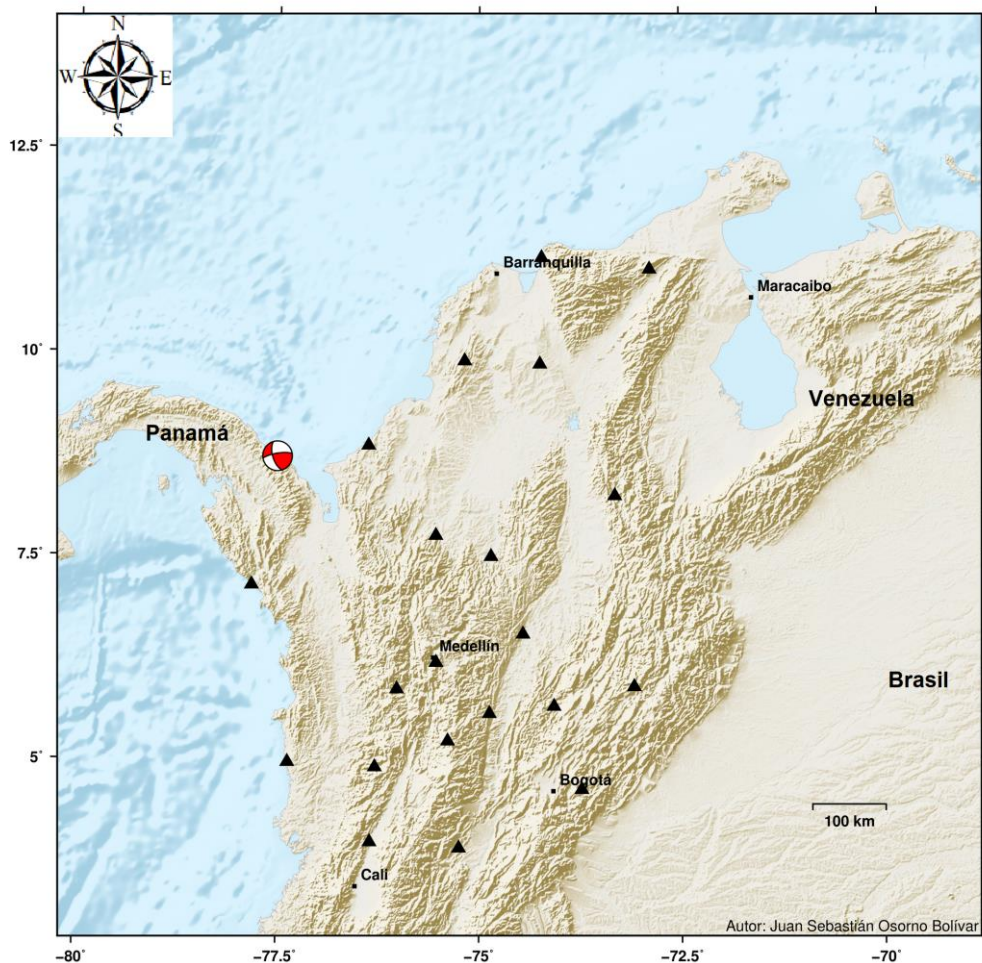
La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.



**Figura 26. Archivo de salida de Rapidinv donde se detalla los resultados del segundo paso de inversión. Entre la información se muestra la exploración del centroide y el mecanismo focal con polaridad.**

En el lado superior izquierdo del segundo paso se muestran la misma información que en el primer paso. Opuesto a esta información se encuentra la exploración del centroide, la polaridad y el mecanismo focal completo. Por último, se muestra el ajuste de cada uno de los sismogramas y sus componentes (ordenados al igual que en el paso anterior). El código de colores se mantiene. Por último, se muestra las estaciones consideradas en la construcción de este mecanismo focal (Figura 27).

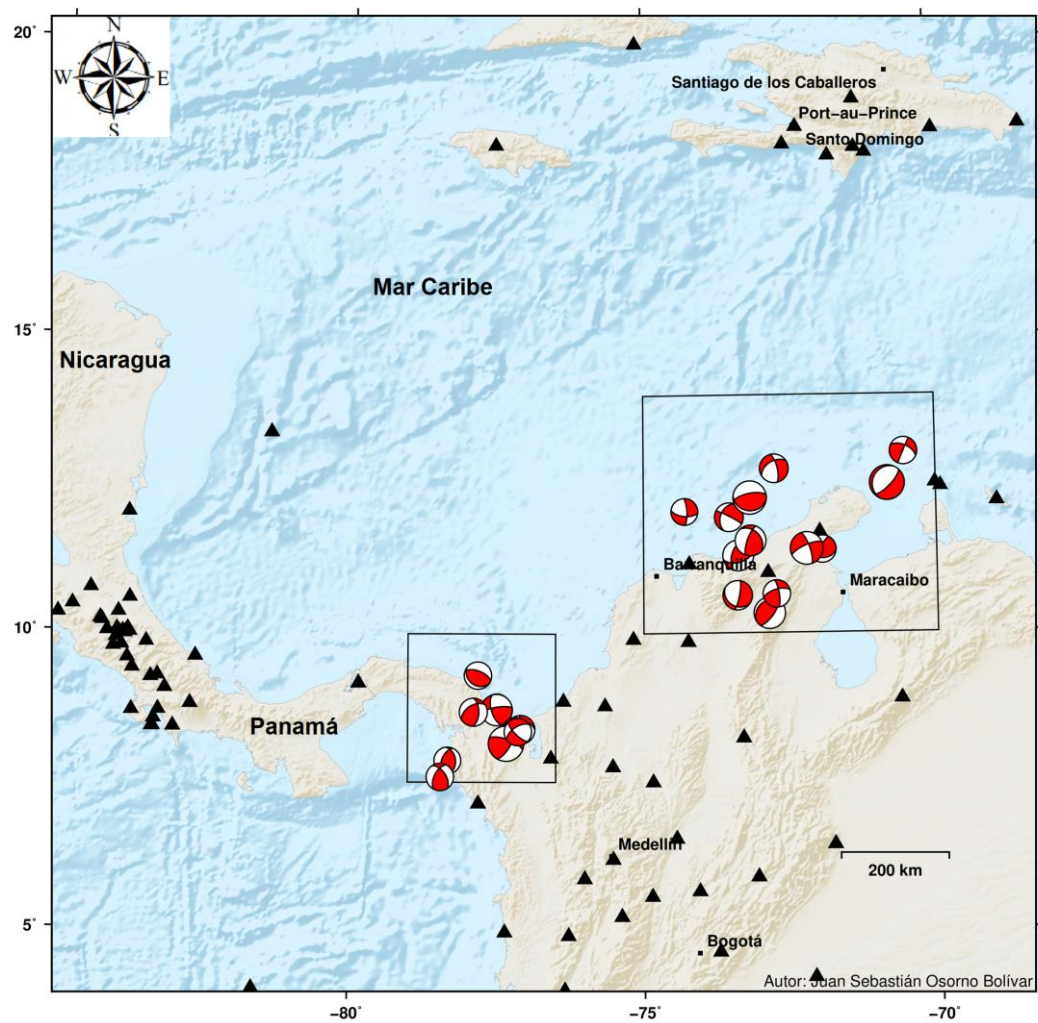
La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.



**Figura 27. Distribución espacial de cada una de las estaciones empleadas para la construcción del mecanismo focal del sismo 28-11-2014. Las estaciones marcan en este caso un gran gap azimutal de  $\sim 220^\circ$ .**

Los resultados de la inversión conllevan a considerar una totalidad de 23 eventos sísmicos con solución de mecanismo focal de primera calidad (A). Estos eventos se distribuyen uniformemente en los dos dominios estructurales identificados por Kairuz et al., (2017). A continuación, se presenta una compilación gráfica de los resultados de inversión de este trabajo (Figura 28), la compilación detallada se presenta en forma de tabla (Tabla 8), donde se da cuenta de los parámetros de fuente sísmica resultantes.

La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.



**Figura 28. Mapa de resultados de inversión de mecanismos focales con calidad A y estaciones consideradas en el procesamiento. Dominio Guajira: 13 soluciones. Dominio Golfo de Urabá: 10 soluciones. Elaboración propia.**

La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.



**Tabla 8. Parámetros de fuente sísmica resultante de las soluciones propias. Elaboración propia.**

Evento	Fecha	Hora (UTC)	Strike 1	Dip 1	Rake 1	Strike 2	Dip 2	Rake 2	Momento escalar (Nm)	Magnitud (M <sub>w</sub> )	Profundidad (km)	Dominio
1	2012-01-16	15:23:45	95	34	153	208	75	59	3,77E+15	4,3	69,9	1
2	2012-08-27	03:24:10	202	55	108	353	38	66	3,36E+15	4,3	6	2
3	2012-09-12	05:23:16	127	28	104	291	62	82	3,95E+15	4,3	34,4	2
4	2012-09-30	09:30:12	176	87	-51	270	39	-176	4,33E+15	4,3	46,3	2
5	2013-01-02	02:18:33	54	71	146	156	58	22	1,16E+15	4	34,6	2
6	2013-05-02	03:42:20	75	52	134	197	55	48	5,18E+15	4,4	46,2	1
7	2014-02-14	21:14:24	201	73	121	317	35	31	1,78E+16	4,8	69,9	1
8	2014-02-21	11:43:29	45	73	-84	204	19	-110	1,30E+17	5,3	45,3	1
9	2014-02-28	12:54:39	201	41	-9	298	84	-130	4,24E+15	4,3	31,6	1
10	2014-03-23	14:58:00	11	80	-67	124	26	-155	1,03E+16	4,6	43,7	1
11	2014-06-01	02:37:35	36	70	82	237	22	110	1,63E+16	4,7	3,5	1
12	2014-07-27	20:34:32	204	88	-34	295	56	-178	1,57E+16	4,7	35,9	1
13	2014-09-11	22:05:05	254	64	164	351	76	27	1,31E+15	4	19,9	1
14	2014-11-09	12:46:26	239	49	-26	347	71	-135	3,29E+15	4,3	20,3	1
15	2014-11-28	04:36:23	163	63	163	260	75	28	5,00E+16	5	59,3	2
16	2015-01-10	06:17:54	168	76	115	286	28	31	4,26E+15	4,3	39,9	2
17	2015-05-09	14:31:52	243	76	-17	341	74	-163	2,90E+16	4,9	36,7	1
18	2015-07-29	00:10:24	29	69	22	290	70	157	1,01E+18	5,9	31,9	2
19	2015-09-07	05:51:17	1	58	50	238	49	135	1,11E+16	4,6	10,7	2
20	2015-09-14	15:38:22	207	57	135	326	54	43	9,20E+15	4,6	26,1	2
21	2015-11-16	13:11:55	134	71	-33	236	59	-158	8,10E+15	4,5	59,9	2
22	2017-02-12	09:32:28	29	69	22	259	69	83	1,01E+18	5,9	31,9	1
23	2017-05-31	21:14:46	96	61	-162	357	74	-30	8,54E+16	5,2	69,9	1

Aquí se hace evidente el aporte que el procesamiento hace a la construcción de mecanismos focales que anteriormente no habían sido calculados en el Caribe colombiano, bien sea por falta de información o porque no eran sismos de magnitudes muy grandes.

### 3.3.4 Revisión de magnitudes

El análisis de la tendencia de las magnitudes locales de los sismos relocalizados indica una distribución estadísticamente normal centrado en un valor de  $\mu=2.0$  para toda la zona de estudio. Las magnitudes 0.0-4.0 no son correlacionables con algún cúmulo espacial; sin embargo, los sismos de magnitudes 4.1-5.0 (0.7% de la totalidad de eventos) se distribuyen en patrones geográficos lineales (como en el borde NE del Arco Panamá-Chocó, o en el límite norte del Cratón Suramericano), lo que indicaría que están asociados a procesos de ruptura mayores ocasionados por sistemas de fallas regionales. Los eventos de magnitud 5.1-6.0 se ubican en puntos específicos como el límite norte del Nido de Bucaramanga, sobre el contacto sur de la Placa Caribe en el Golfo de Urabá y a lo largo del sistema de fallas Oca-El Pilar.

Por otro lado, la definición de una fuente puntual con el modelo de ruptura simple en el cálculo de mecanismos focales permite calcular un tipo de magnitud conocida como de Momento ( $M_w$ ). El cambio que representan con respecto a la magnitud local original no es significativo en la mayoría de los 23 sismos, por ejemplo, el sismo 16-01-2012 estaba reportado por la RSNC como  $M_L=4.1$ , y luego de calcular su mecanismo focal se encuentra  $M_w=4.3$ . Sin embargo, si se hiciera un proceso similar a todo el conjunto de datos podría darse un indicativo más confiable de qué valores del parámetro de longitud-

La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.

área es más apropiado emplear en el cálculo al depender este de la zona geológica donde se estime.

### **3.4 INTERPRETACIÓN CONJUNTA**

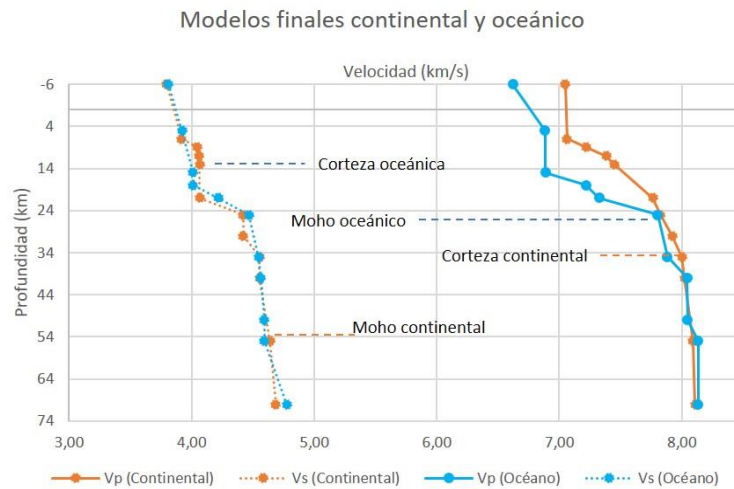
Conforme a los resultados previamente expuestos es imperativo interpretar la correspondencia entre datos sismológicos y geológicos; para ello se tiene en cuenta en primer lugar las derivaciones que se puedan inferir a partir de los modelos de velocidades de ambos dominios corticales (Tabla 5), principalmente con base en los cambios de la tendencia de rapidez de las ondas en profundidad. Esto puede indicar algún tipo de cambio en las condiciones del medio (Figura 29).

En el modelo de velocidades continental pueden distinguirse al menos las siguientes tres interfaces:

- Espesores corticales de afinidad continental entre 0-34 km de profundidad.
- Moho entre 34-54 km.
- Manto superior >75 km.

En el modelo de velocidades oceánico, los intervalos de estas mismas capas terrestres se interpretan de la siguiente manera:

- Espesores corticales de afinidad oceánica entre 0-14 km de profundidad.
- Moho entre 14-24 km.
- Manto superior >24 km.



**Figura 29. Modelos de velocidades finales continental y oceánico. Elaboración propia. Nótese similitud en campo de velocidades secundarias y contraste en campo de velocidades principal.**

De aquí se concluye que los límites de capas en ambos dominios son distintos, y que el espesor de la corteza continental es, en promedio, aproximadamente 10 km mayor que el de la corteza oceánica. Estos valores contrastantes de espesor cortical concuerdan con las observaciones sismológicas regionales de Yarce et al, (2014), quienes correlacionaron la distribución espacial relativa de los tiempos de viaje residuales de telesismos con la variación en los espesores de corteza, favoreciendo un modelo cortical delgado (~30 km) en las llanuras costeras del Caribe, que se engrosa hacia el sureste, donde el manto superior es más frío.

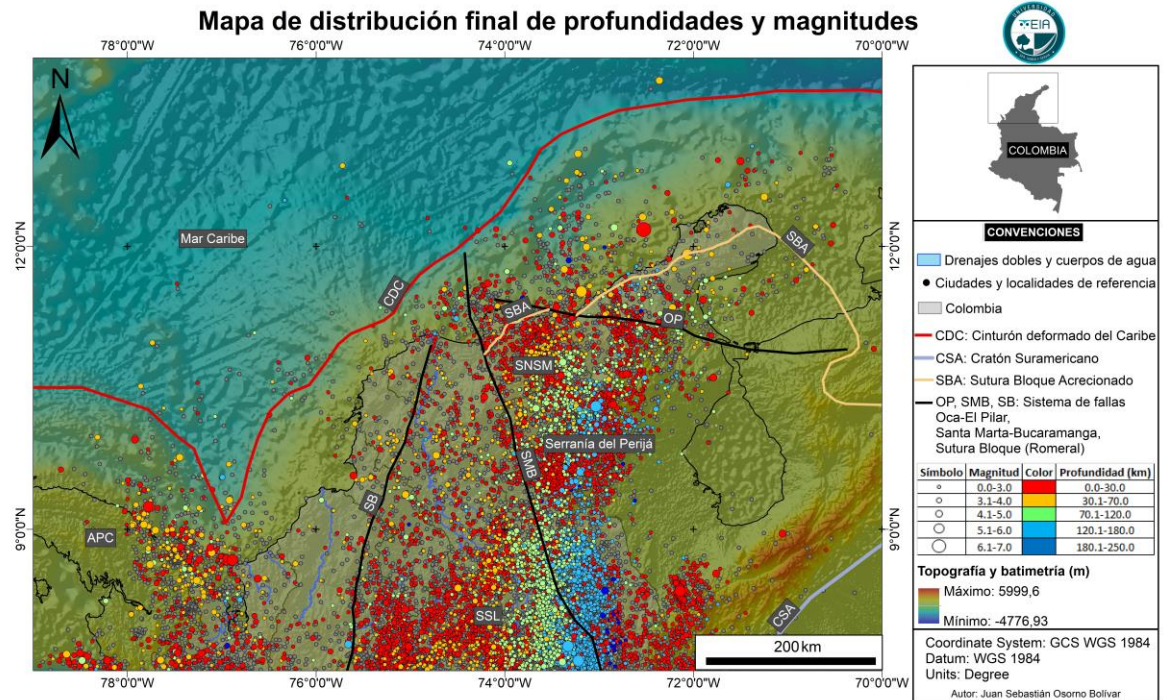
En cuanto al dominio de las profundidades, ambos modelos hallados generan velocidades del orden de 6.7 km/s a profundidades someras (<6 km). Estas velocidades son más elevadas de lo que se espera (4.8-5.5 km/s) dadas las condiciones litológicas y sumado al hecho que a bajas profundidades la presión litostática no es tan alta como para modificar significativamente las densidades de las rocas. Esto puede deberse a que en el procesamiento y cálculo de las tendencias principales (ver Modelos de velocidad) se perdiera el efecto de las velocidades bajas (la convergencia de los modelos *a priori* de Syracuse Bajo en los cuadrantes fue distinta y se interpretó como un valor no correspondiente y anómalo por ser muy bajo). Es por esto por lo que las velocidades interválicas de la sismica en el margen del Caribe colombiano Offshore, interpretadas por Becerra, Restrepo-Correa, Agudelo, & Camacho, (2014), difieren en los primeros kilómetros con las de los modelos de velocidades en este trabajo. Sin embargo, al comparar a profundidades mayores, ambos modelos tienen coherencia con lo descrito en ese y otros trabajos y observaciones geológicas del Caribe.

Con respecto a la distribución final de profundidades y magnitudes de los eventos sísmicos relocalizados (Figura 30) mediante el uso de los modelos de velocidades en

La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.



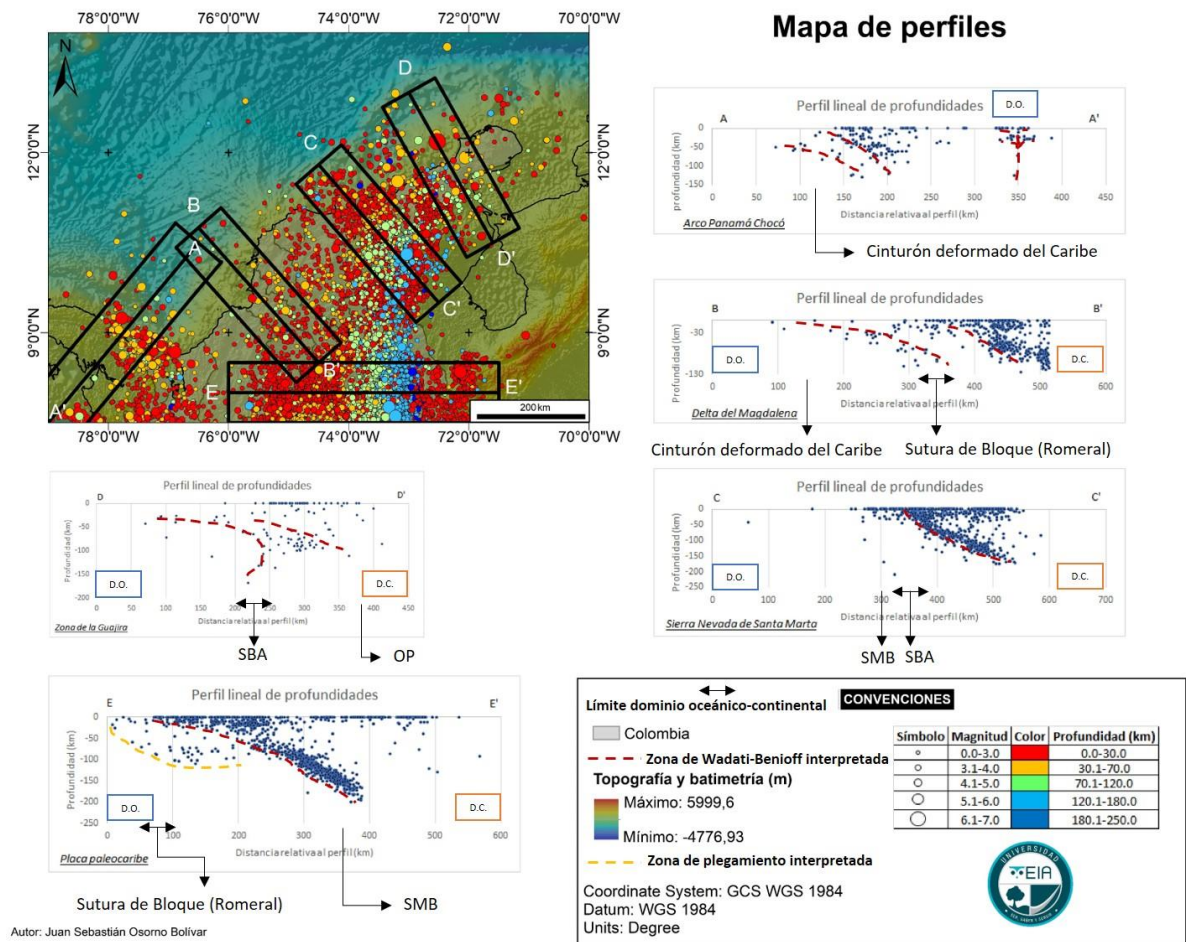
ambos dominios, es posible hacer la interpretación de distintos cúmulos sísmicos o poblaciones y que a su vez se pueden relacionar con modelos geológicos y procesos tectónicos.



**Figura 30. Mapa de distribución final de profundidades y magnitudes. Elaboración propia, adaptado de la información base del Marco Geoestadístico Nacional (2017), RSNC y DEM del satélite ALOS PALSAR (2018).**

En primer lugar, y atendiendo a una de las discusiones principales en el Caribe colombiano expresadas en Marco geológico y geotectónico del Caribe, se puede identificar varias poblaciones de sismos que se asocian a la interacción y método de subducción (asumiendo que sí hay tal fenómeno) de la Placa Caribe y el Bloque Norandino. Para ello, se hizo útil el trazo de perfiles lineales perpendiculares a los vectores de desplazamiento de la Placa Caribe descritos por Granja Bruña, Carbó Gorosabel, & Muñoz Martín, (2005). Estos perfiles se trazan también en localidades de interés, a lo largo del trazo del Cinturón Deformado del Caribe (CDC) o de forma perpendicular a la línea de costa, con el propósito de identificar cambios en la forma de subducción (Figura 31).

La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.



**Figura 31. Mapa general de perfiles lineales de las profundidades de los sismos relocalizados. Elaboración propia, adaptado de la información base del Marco Geoestadístico Nacional (2017), RSNC y DEM del satélite ALOS PALSAR (2018). D.C.: Dominio continental, D.O.: Dominio oceánico. Abreviaturas de fallas igual que en la figura 30.**

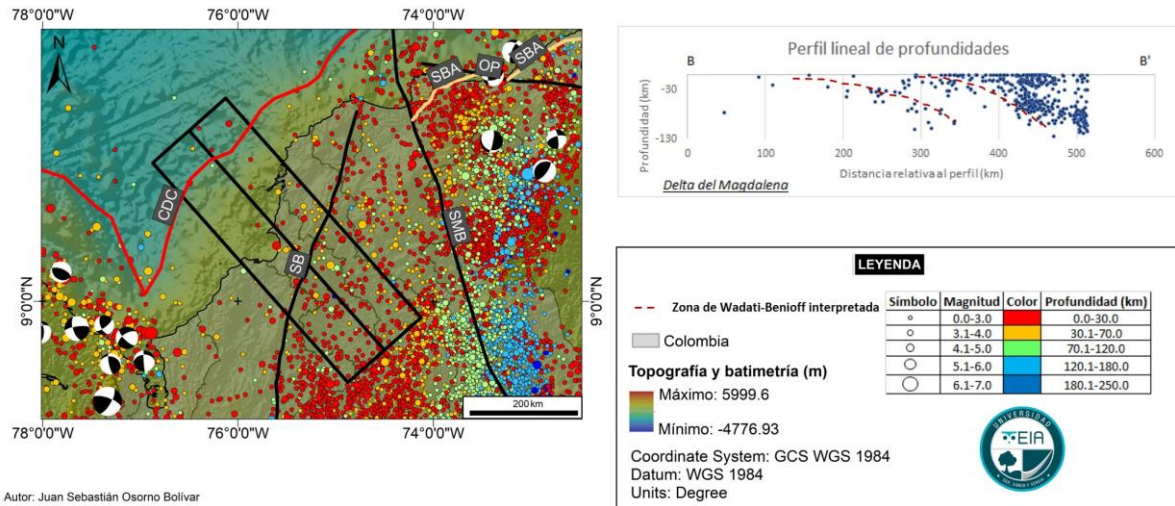
De aquí se evidencia el efecto que la convergencia de la Placa Caribe tiene sobre el Bloque Norandino; en primer lugar, los perfiles BB', CC' y DD' dan cuenta de unas zonas de Wadati-Benioff discernibles (interpretadas con líneas rojas punteadas en la Figura 31).

En la zona del Delta del Magdalena (Figura 32) se aprecian ángulos de un plano de subducción entre 19° y 23° que podría corresponder a un *slab* de *plateau* oceánico del cretácico tardío (Van der Hilst & Mann, 1994). Este se encuentra limitado entre los 200-300 km de la distancia relativa al perfil BB', y lo definen sismos característicos de 30-70 km de profundidad aproximadamente y magnitudes ( $M_L$ ) entre 4.1-5.0, esta signatura sísmica revela además el efecto del plegamiento de la litosfera al iniciar la subducción.

La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.

Además, en el mismo perfil BB', es posible distinguir lo que parece ser un segundo plano de subducción más antiguo y localizado más adentro en el continente con una inclinación similar, descrito como una corteza oceánica más vieja (jurásica (?)) perteneciente a la Placa Caribe por (Van der Hilst & Mann, 1994). Aquí los sismos característicos revelan la fricción entre una placa fría y una más caliente, ubicándose estos entre 400-500 km en la distancia relativa al perfil, con magnitudes ( $M_L$ ) de 3.1-4.0.

### Mapa de perfil BB'



**Figura 32. Mecanismos focales y mapa de perfil BB': Delta del Magdalena. Elaboración propia, adaptado de la información base del Marco Geoestadístico Nacional (2017), RSNC y DEM del satélite ALOS PALSAR (2018). Abreviaturas de fallas igual que en la figura 30.**

A pesar de que los sismos registrados en el área perteneciente a la subducción más reciente son de magnitudes mayores a los de la subducción antigua, la cantidad de eventos que definen esa zona de Wadati-Benioff en el abanico sedimentario del Magdalena es mucho menor. Aquí se plantean dos hipótesis que no son mutuamente excluyentes en cuanto a este fenómeno:

1. El primer condicionante de esta anomalía se puede deber a la falta de instrumentos suficientes con los que identificar los sismos en esta región geográfica. La cobertura azimutal y la distancia epicentral son factores clave en la determinación de la localización de un evento en dicha zona. Las estaciones que cubren la porción norte se ubican en las islas del Caribe (muy alejados de la fuente; métodos telesísmicos solo para eventos mayores). Además, históricamente no se registran sismos de forma instrumental que alcancen una magnitud local ( $M_L$ ) entre 6.1-7.0.

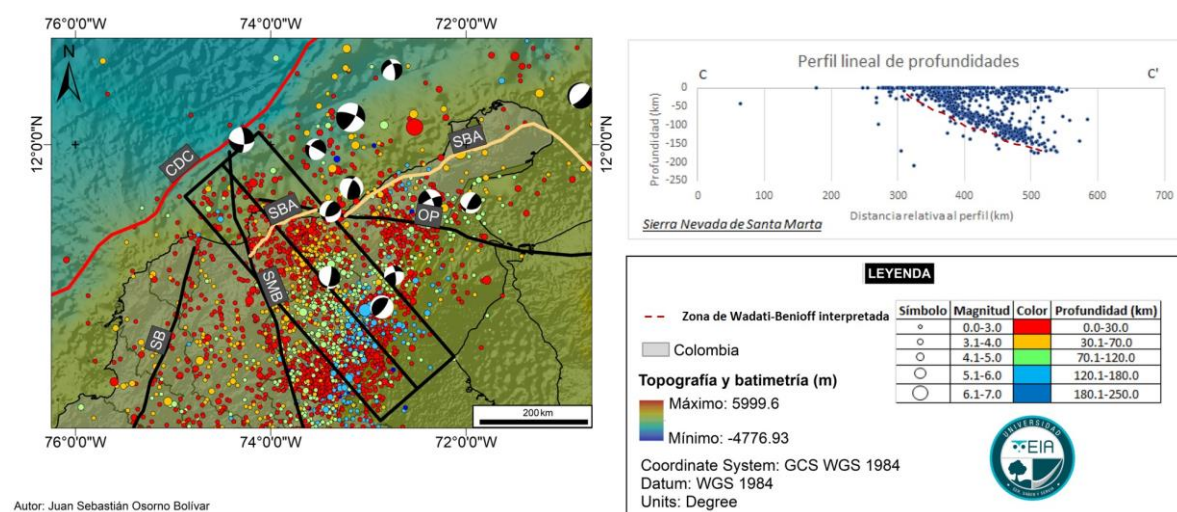
La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.



- La segunda razón corresponde a una explicación de tipo geológica; el abanico sedimentario del Magdalena, especialmente el prisma de sedimentos recientes no consolidados (Plioceno-Pleistoceno) del orden de 10 km de espesor supone un medio donde las propiedades sísmicas son atenuadas y, por lo tanto, las ondas sísmicas de cualquier evento que ocurra a grandes profundidades se verán afectadas sino suprimidas por esta condición geológica.

Siguiendo con la expresión de zonas de Wadati-Benioff hacia el oriente, en el perfil CC' (Figura 33) se interpreta una posible estructuración cortical cóncava de ángulo con respecto a la horizontal de 20°. Esta puede deberse, bien sea a una estructura importante relacionada con la Sierra Nevada de Santa Marta de tipo despegue (*detachment*), que forman los sistemas de fallas de Santa Marta-Bucaramanga y Oca-El Pilar como sugiere Cediel et al, (2003) o por la subducción de la Placa Caribe; lo cual merece un análisis adicional que está por fuera del alcance de este trabajo.

### Mapa de perfil CC'



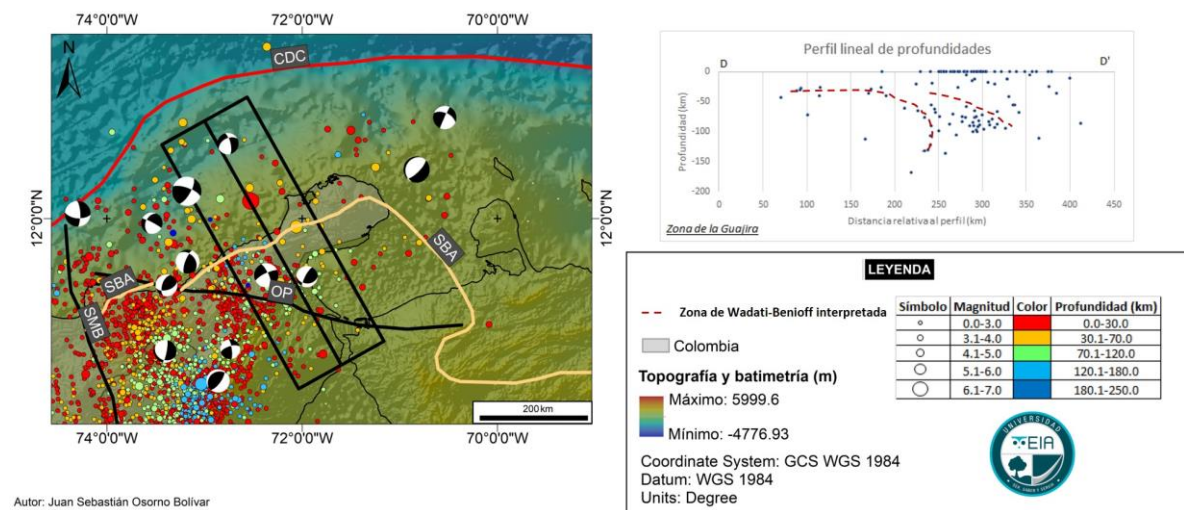
**Figura 33. Mecanismos focales y mapa de perfil CC': Sierra Nevada de Santa Marta. Elaboración propia, adaptado de la información base del Marco Geoestadístico Nacional (2017), RSNC y DEM del satélite ALOS PALSAR (2018). Abreviaturas de fallas igual que en la figura 30.**

Se observa, además, una población (cúmulo) de sismos costa afuera que se ubican espacialmente en la intersección entre estas dos fallas regionales, localizados en un sector a 30 km de la línea de costa. Los sismos de este conjunto se caracterizan por ser superficiales (0-30 km) y por tener magnitudes ( $M_L$ ) entre 1.5 y 3.8. Las estructuras derivadas de la interacción (¿acople?) propuesto entre estos dos sistemas de fallas se describen como de cola de caballo (*horsetail*) por Sierra O, (2011) y su actividad podría ser la responsable de esta población de sismos relocalizados, así como posiblemente del evento que afectó a Santa Marta en 1834 (Audemard, 2002).

La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.

En la zona de la Guajira (corte DD', Figura 34), al norte del sistema de fallas Oca-El Pilar, es apenas discernible una expresión en profundidad aportada por los sismos, que sea soporte técnico para interpretar un proceso de subducción presente. Se infiere un movimiento transcurrente (la placa subducente no converge normal al margen continental) lo que da explicación al trazo retrógrado interpretado. Cabe recordar también que el sistema de fallas mencionado sirve como delimitante del dominio continental hacia el sur; las anomalías *free-air*, Bouguer y de isostasia fuertemente positivas que ocurren en la Península de la Alta Guajira indican que es un área claramente fuera del equilibrio isostático y la corteza continental es muy delgada, esto puede reflejar bien sea una zona de obducción o un apilamiento múltiple de capas corticales en zonas antiguas de convergencia (Case, 1975).

### Mapa de perfil DD'



**Figura 34. Mecanismos focales y mapa de perfil DD': Zona de la Guajira. Elaboración propia, adaptado de la información base del Marco Geoestadístico Nacional (2017), RSNC y DEM del satélite ALOS PALSAR (2018). Abreviaturas de fallas igual que en la figura 30.**

Hacia el norte de todas estas expresiones analizadas, se encuentra el Cinturón Deformado del Caribe-CDC (delimitado con métodos potenciales por Restrepo et al., (2017)), el cual en este trabajo se interpreta como el límite de la sismicidad en el Caribe situado más al norte, ya que a lo largo de su trazo se encuentran cúmulos de eventos con profundidades características entre 30-70 km y magnitudes ( $M_L$ ) entre 1.6-4.0 mientras que a latitudes mayores a 13°N los eventos son escasos y no parecen estar agrupados. La validación de la interpretación sismológica se hace clara al tener en cuenta que el CDC representa un prisma formado en la interfaz entre material oceánico subducente de la Cuenca Colombia y los terrenos de arco a lo largo de del borde del continente Suramericano (Mann, Kroehler, Escalona, Magnani, & Christeson, 2007); en otras palabras, indica la zona de inicio de subducción y convergencia de la Placa Caribe hacia

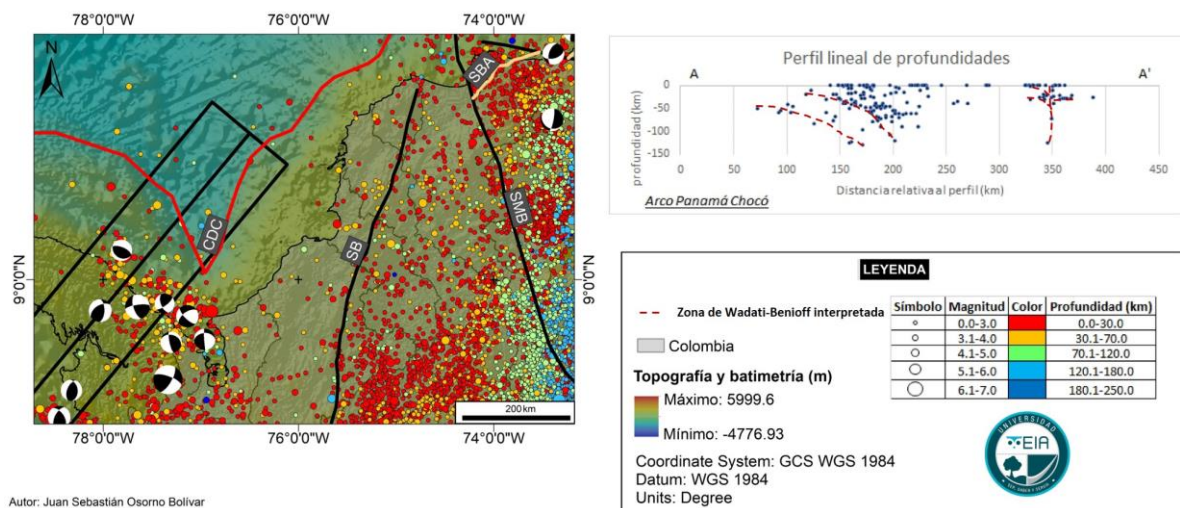
La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.

el sur, lo que da explicación también al inicio de la sismicidad y agrupación de estos eventos característicos.

Así las cosas, las observaciones de subducción por medio de estos perfiles interpretados, que se encuentran tanto en el dominio continental como en el oceánico y transicional, expresan que la convergencia entre la Placa Caribe y el Bloque Norandino se comporta de manera heterogénea dado la agrupación de sismos con características peculiares (zonas de Wadati-Benioff menos inclinadas y más difusas hacia el oriente, delimitada por el sistema de fallas Oca-El Pilar en el norte), y por lo tanto es posible asociar rasgos geológicos y procesos tectónicos únicos que le den explicación.

Con respecto a la interpretación del perfil de profundidades AA' (Figura 35), cabe decir que los eventos sísmicos sugieren un proceso más complicado que la subducción de las dos placas tectónicas mencionadas, y por lo tanto se involucra un proceso de subducción adicional desde el Pacífico provocado por la Placa Nazca. Aquí se expresa la interacción de un triple punto de convergencia en el dominio de corteza oceánica únicamente y la energía liberada provoca sismos con profundidades características de 120 km o mayores, que es donde posiblemente ocurre la transformación mineralógica del olivino en espinela debido a altas presiones y temperaturas. En el perfil se infiere el trazo de una estructura en flor en este punto triple en el suroccidente, posiblemente perteneciente a un sistema transcurrente (rumbo E-W) del límite norte de la microplaca de Coiba.

### Mapa de perfil AA'



**Figura 35. Mecanismos focales y mapa de perfil AA': Arco Panamá-Chocó. Elaboración propia, adaptado de la información base del Marco Geoestadístico Nacional (2017), RSNC y DEM del satélite ALOS PALSAR (2018). Abreviaturas de fallas igual que en la figura 30.**

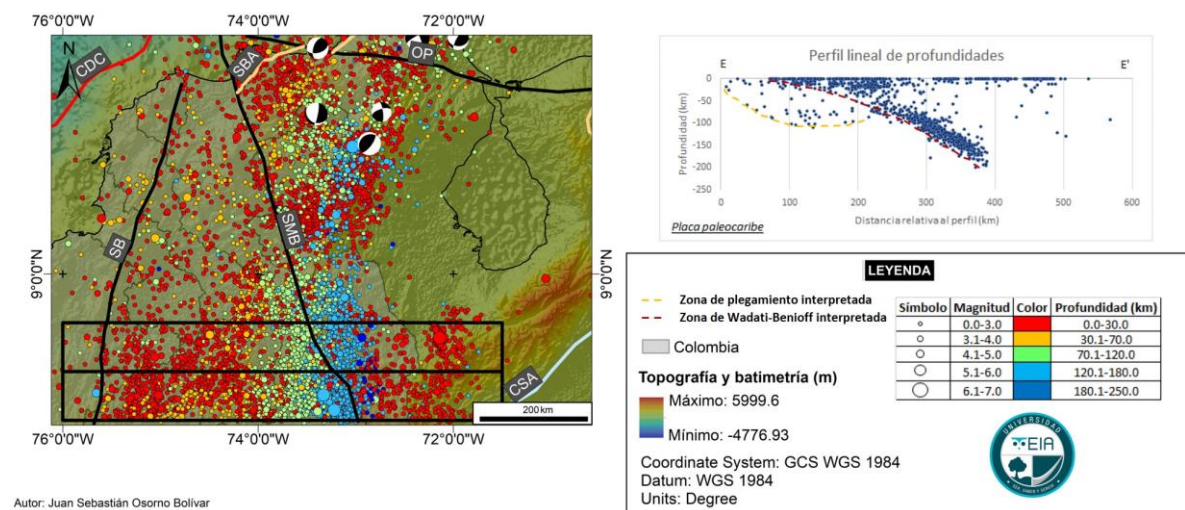
La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.



Por otro lado, justo debajo del Cinturón Deformado del Caribe, al nororiente de la triple convergencia, se encuentra un cúmulo de sismos entre 0-70 km de profundidad que se puede asociar a la interacción entre el límite sur de la Placa Caribe y el Arco Panamá-Chocó, los cuales convergen con una dirección WSW-ENE aún influenciadas por Nazca (Cortés & Angelier, 2005).

Ahora bien, centrándose en las derivaciones del perfil EE' (Figura 36), cabe decir que la sutura de bloque Romeral en el occidente, que separa el dominio de corteza oceánica del continental, y el Cratón Suramericano junto a la falla de Boconó en el oriente (Audemard, 2009), suponen en este trabajo los límites geológicos donde se encuentra la mayor deformación del basamento continental. Esto explica la poca presencia de sismos continentales por fuera de estos límites geológicos.

### Mapa de perfil EE'



**Figura 36. Mecanismos focales y mapa de perfil EE': Paleo subducción del Caribe. Elaboración propia, adaptado de la información base del Marco Geoestadístico Nacional (2017), RSNC y DEM del satélite ALOS PALSAR (2018). Abreviaturas de fallas igual que en la figura 30.**

Aquí se expresan los regímenes de esfuerzo provocados por la interacción conjunta de la Placa Caribe, la Placa Nazca, el Bloque Norandino y el Cratón Suramericano. Como consecuencia directa de esta deformación, se dio lugar al desarrollo de la cuenca Sinú-San Jacinto expresada por la presencia de un prisma de acreción (B&G, 2006; Marín et al., 2010). Este da cuenta de varios estadios de convergencia y cambios en el oblicuidad del movimiento de la Placa Caribe desde el Paleoceno tardío hasta el Oligoceno temprano, influyendo así sobre la deformación continental (Yarce et al., 2014).

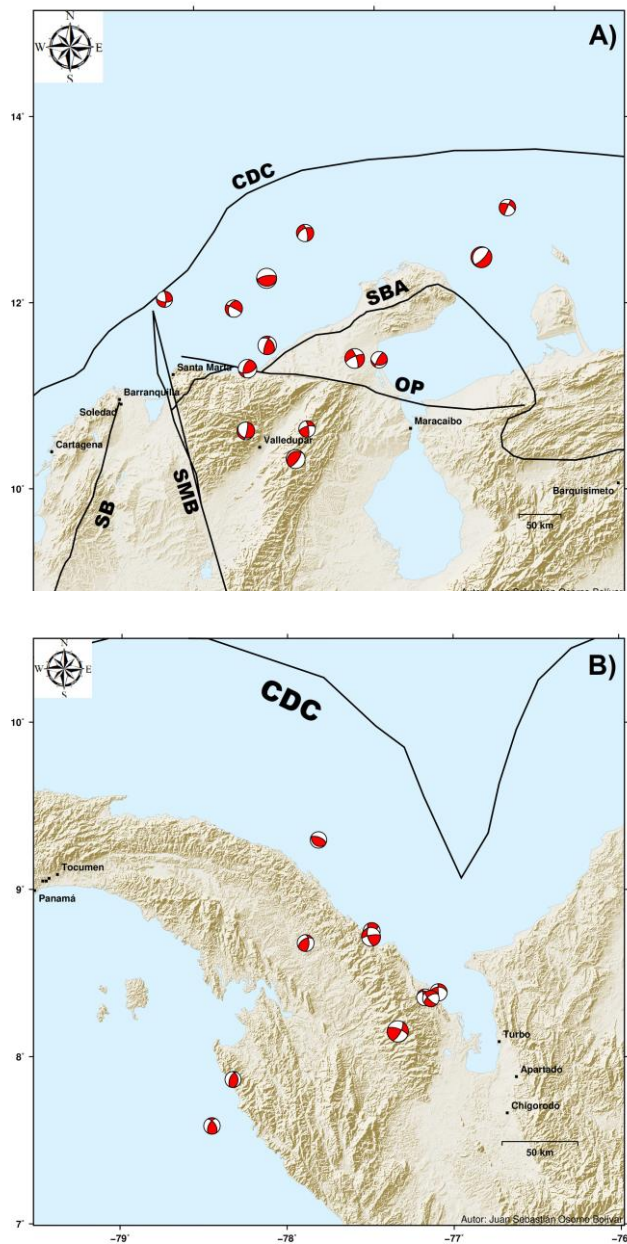
En lo relativo a la deformación continental, se interpreta una zona de plegamiento justo debajo de la Placa "Paleo-Caribe" que se detalla en (Taboada et al., 2000). Esta placa

La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.



antigua se delimita en el perfil EE' por el sistema de fallas Romeral en el occidente y Santa Marta-Bucaramanga (SMB) en el oriente, siendo esta última el límite tectónico de la Microplaca Maracaibo. La definen sismos con profundidades características de 0-200 km y magnitudes ( $M_L$ ) 1.2-5.0. Así mismo, en planta, este plano de paleo-subducción se interrumpe al norte con el trazo de la Falla Media Luna (rumbo-dextral); a partir de este límite, la Placa Paleo-Caribe presenta un ángulo de subducción antigua menos pendiente hacia el norte (ver Figura 21) tal como se indica en Syracuse *et al*, 2016 (*op. cit.*). Adicionalmente, en planta, esta placa también se curva hacia el nororiente después de este límite tectónico ( $9^\circ N$ ), demostrado por las diferencias en el campo de vectores de datos GPS observados por (Pérez et al., 2018) y (Mora-Páez et al., 2019).

Por último, la interpretación de los mecanismos focales obtenidos puede ayudar a definir la dirección del eje de presión-P, y a validar las observaciones realizadas anteriormente (Figura 37). En el dominio estructural Guajira (Figura 30A), aproximadamente el 46% de los mecanismos propios corresponden a fallas inversas oblicuas, a estas le siguen las normales oblicuas con el 38%, y luego se encuentran las inversas (8%) y normales (8%) sin componente horizontal. Esto expone la heterogeneidad tectónica del dominio, no obstante, se puede inferir, que los mecanismos alineados en dirección W-E y de profundidades no mayores a los 30 km expresan un sentido de desplazamiento transcurrente, asociado al sistema de fallas Oca-El Pilar (lateral derecha). También, el cúmulo de soluciones cercano a Valledupar se relacionaría con procesos de levantamiento tectónico en la Serranía del Perijá. En el mar Caribe hay indicativos de componentes más horizontales que posiblemente se deban a la formación de *riddles* o *antiriddles*, la definición del plano de falla dependerá de observaciones adicionales. En la zona de Santa Marta se aprecian procesos de ruptura en la entrada de la Placa Caribe lo que incide de manera directa en una cuantificación de mayor amenaza sísmica en zonas cercanas a la costa.



**Figura 37. Soluciones de mecanismos focales propios. A: Dominio estructural Guajira. B: Dominio estructural Golfo de Urabá. Abreviaturas de fallas igual que en la figura 30. Elaboración propia.**

La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.

El segundo dominio estructural es más homogéneo tectónicamente hablando, ya que aproximadamente el 60% de las soluciones propias corresponden a procesos inversos oblicuos, a estos les siguen los inversos verticales (30%) y los normales oblicuos (10%) (Figura 37). Mecanismos focales típicos para el ambiente tectónico compresivo definido por múltiples autores para esta zona (Bedoya et al., 2009; Fabio Cediél & Shaw, 2019) y sustentando así el levantamiento tectónico del Reino Tectónico Occidental (Western Tectonic Real - WTR) descrito por Cediél & Shaw, (2019). También se logra desprender de estos resultados, algunos mecanismos que indican un paralelismo al entrecorrimiento que tiene la Placa Caribe en el Arco Panamá-Chocó (APC) (Camacho, Hutton, & Pacheco, 2010). Cerca al Golfo de Urabá se hallan mecanismos que pueden guiar trazos de fallas transcurrentes de pequeñas longitudes asociadas a levantamiento y compresión. Por otro lado, la alineación N-S de algunos mecanismos inversos manifiesta la dirección del eje de presión en sentido W-E, semejante a los vectores de desplazamiento de la Placa Nazca y el APC (compresión).

## **4. CONCLUSIONES Y CONSIDERACIONES FINALES**

De forma general, y al haber interpretado la distribución final de profundidades y magnitudes de los sismos en la zona de convergencia de la Placa Caribe y el Bloque Norandino, provistos por el cálculo de modelos de velocidades, se puede concluir que se ha logrado identificar varias fuentes sismogénicas relacionadas con diferentes fenómenos tectónicos y estructurales. La caracterización sismogénica con base en el tipo de corteza o de dominio estructural presente es una aproximación que simplifica los efectos de la heterogeneidad y es por esto por lo que, al hacer la relocalización de los eventos pertenecientes a una base de datos construida previamente, se pueden identificar fuentes sismogénicas de tipo superficial (0-30 km), intermedio (30-70 km) y profundo (>70 km).

Estas fuentes son principalmente: Superficiales; Arco Panamá-Chocó, Límite Cratón Suramericano (en cercanía geográfica a los Andes de Mérida), subducción Placa Caribe en Sierra Nevada de Santa Marta (SNSM) y Sistema de fallas Oca-El Pilar. Intermedias y profundas; punto de convergencia triple de placas Nazca-Caribe-Bloque Norandino, en el occidente; y hacia el oriente, se observan las fuentes del Nido de Bucaramanga (que en una vista en planta abarca geográficamente desde la Serranía de San Lucas hasta el flanco oriental del Macizo de Santander en la Cordillera Oriental), y otra fuente en la Cuenca Cesar-Ranchería (geográficamente entre el límite sureste de la SNSM y la Serranía de Perijá).

De las observaciones detalladas en los perfiles sísmicos se pudo identificar que existe una fuente profunda independiente de las anteriormente mencionadas y es la presencia de un Moho actual que se encuentra desde el Cinturón Deformado del Caribe hasta el trazo de la falla Media Luna (rumbo NE, límite sur de la SNSM) sugiriendo una subducción incipiente, dúctil, de bajo ángulo que no se relaciona con la paleo-subducción de la Placa Paleo-Caribe, la cual es fría y frágil y se encuentra más al suroriente. Además de esto, se interpretó la delimitación espacial que tienen los sistemas de fallas, suturas y cinturones deformados en las zonas de Wadati-Benioff en los perfiles.

La Sutura de Romeral en el norte de Colombia interpretada con datos geofísicos y algunos datos geológicos fue empleada en este estudio para la definición del dominio de velocidades oceánico y el continental en el Caribe. La relocalización de sismos superficiales y profundos con dichos modelos de velocidades, mostraron límites verticales consistentes a estos dominios. Por otro lado, el Arco Panamá-Chocó presenta una convergencia contra la Placa Caribe, y también hacia el suroccidente hay convergencia con el Bloque Norandino y la Placa Nazca. Los mecanismos focales hallados son típicos de este ambiente tectónico.

La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.

La información provista por los mecanismos focales es indicativa de la dirección del esfuerzo en el Arco Panamá-Chocó, que sigue un sentido NW en un régimen compresivo; sin embargo, en el Norte del Caribe (zona de la Guajira) se puede señalar a pesar de la alta heterogeneidad tectónica y geológica que la influencia de la transurrencia está presente en el régimen de esfuerzos, aunque la dirección del eje-P está en dirección SE. Para resolver esta ambigüedad última y otras más locales, se recomienda calcular el tensor de esfuerzos regional a partir de los mecanismos focales en el norte del Caribe y la zona de Panamá. Es importante continuar con los cálculos de mecanismos focales adicionales, por ejemplo, empleando un número mayor de sismos de profundidades o magnitudes superiores a los usados en este trabajo para así obtener los regímenes de esfuerzo locales en el Caribe colombiano. Toda esta información es una herramienta importante que puede ser usada en programas de gestión de riesgo geológico y sísmico e incluso en campañas de exploración geofísica con el fin de evaluar el potencial económico en áreas donde el modelo geológico del Caribe es comprendido a mayor detalle.

## REFERENCIAS

- ALOS PALSAR. (2018). Alaska Satellite Facility. Recuperado el 7 de julio de 2019, de <https://www.asf.alaska.edu/sar-data/palsar/>
- Audemard, F. A. (2002). Ruptura de los grandes sismos históricos venezolanos de los siglos XIX y XX revelados por la sismicidad instrumental contemporánea. *XI Congreso Venezolano de Geofísica*, 1(1). Recuperado de [https://www.researchgate.net/publication/236147701\\_Ruptura\\_de\\_los\\_grandes\\_sismos\\_historicos\\_venezolanos\\_de\\_los\\_siglos\\_XIX\\_y\\_XX\\_revelados\\_por\\_la\\_sismicidad\\_instrumental\\_contemporanea](https://www.researchgate.net/publication/236147701_Ruptura_de_los_grandes_sismos_historicos_venezolanos_de_los_siglos_XIX_y_XX_revelados_por_la_sismicidad_instrumental_contemporanea)
- Audemard, F. A. (2009). *Atlas de deformaciones cuaternarias de Los Andes*. (Proyecto Mutinacional Andino. Geociencia para las comunidades andinas, Ed.) (1a ed.). Proyecto Mutinacional Andino. Geociencia para las comunidades andinas. Recuperado de <https://www.google.com/search?q=Atlas+de+deformaciones+cuaternarias+de+Los+Andes&oq=Atlas+de+deformaciones+cuaternarias+de+Los+Andes&aqs=chrome..69i57j489j0j7&sourceid=chrome&ie=UTF-8>
- B&G. (2006). *Cartografía geológica en los cinturones plegados Sinú-San Jacinto*. Bogotá, D.C. Recuperado de <http://www.anh.gov.co/Informacion-Geologica-y-Geofisica/Tesis/CARTOGRAFIA GEOLOGICA SINU-SAN JACINTO 2006.pdf>
- Becerra, C., Restrepo-Correa, I., Agudelo, W., & Camacho, G. (2014). Construcción modelo de velocidad para el margen caribe colombiano :
- Bedoya, G., Cediel, F., Restrepo-Correa, I., Cuartas, C., Montenegro, G., Marín-Cerón, M. I., ... Cerón, R. (2009). APORTES AL CONOCIMIENTO DE LA EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DE LAS CUENCAS ATRATO Y SAN JUAN DENTRO DEL ARCO PANAMÁ-CHOCÓ, 31, 69–81.
- Bernal-Olaya, R., Mann, P., & Vargas, C. A. (2015). Earthquake, Tomographic, Seismic Reflection, and Gravity Evidence for a Shallowly Dipping Subduction Zone beneath the Caribbean Margin of Northwestern Colombia. *Memoir 108: Petroleum Geology and Potential of the Colombian Caribbean Margin*, 247–270. <https://doi.org/10.1306/13531939M1083642>
- Bohórquez Orozco, O. P. (2008). CARACTERIZACION GEOFISICA DE LA CORTEZA A PARTIR DE SEÑALES SÍSMICAS OBTENIDAS CON LA RED SISMICA PORTATIL DEL NORTE DE SANTANDER (RSPNS).
- Bohórquez Orozco, O. P. (2009). MUESTREO DE LA ACTIVIDAD SISMICA

La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.

## ALREDEDOR DE LAS FALLAS BUCARAMANGA (ZONA SUR) Y SUÁREZ.

- Bohórquez Orozco, O. P. (2018). *Precisión en el cálculo de localizaciones y magnitudes sísmicas*. Medellín, Colombia.
- Bouchon, M. (1981). Numerical simulation of the acoustic and elastic wavefields radiated by a source in a fluid-filled borehole embedded in a layered medium. *Earth Resources Laboratory. MIT*, 14. Recuperado de <https://core.ac.uk/download/pdf/9592043.pdf>
- Bufo, E. (1994). Métodos para la determinación del mecanismo focal de los terremotos. *Física de la Tierra*, 0(6), 113. <https://doi.org/->
- Camacho, E., Hutton, W., & Pacheco, J. F. (2010). A New Look at Evidence for a Wadati-Benioff Zone and Active Convergence at the North Panama Deformed Belt. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 100(1), 343–348. <https://doi.org/10.1785/0120090204>
- Case, J. E. (1975). *The ocean basins and margins; Volume 3: The Gulf of Mexico and the Caribbean; Chapter 3: Geophysical studies in the Caribbean Sea. The Gulf of Mexico and the Caribbean* (Vol. 3). [https://doi.org/10.1007/978-1-4684-8535-6\\_7](https://doi.org/10.1007/978-1-4684-8535-6_7)
- Cediel, F., Shaw, R., & Caceres, C. (2003). Tectonic Assembly of the Northern Andean block, in *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon Habitats, Basin Formation and Plate Tectonics. AAPG Bulletin*, 79, 815–848.
- Cediel, Fabio, & Shaw, R. P. (2019). *Geology and Tectonics of Northwestern South America*. (J. P. Brun, O. Oncken, H. Weissert, & W.-C. Dullo, Eds.) (Springer). Medellín, Colombia. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-76132-9>
- Cerón, J. F., Kellogg, J. N., & Ojeda, G. (2007). Basement configuration of the northwestern Southamerica-Caribbean margin from recent geophysical data. *Ciencia, tecnología y futuro*, 3, 25–49.
- Cesca, S., Rohr, A., & Dahm, T. (2010). Discrimination of induced seismicity by full moment tensor inversion and decomposition. *Journal of Seismology*, 17(1), 147–163. <https://doi.org/10.1007/s10950-012-9305-8>
- Chiarabba, C., De Gori, P., Faccenna, C., Speranza, F., Seccia, D., Dionicio, V., & A. Prieto, G. (2016). Subduction system and flat slab beneath the Eastern Cordillera of Colombia. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 17(1), 16–27. <https://doi.org/10.1002/2015GC006048>
- Chicangana, G., Kammer, A., Vargas, C., Ordoñez, C., Mora-páez, H., Ferrari, A., & López, S. (2011). El posible origen de la sismicidad somera que se presenta en la región que corresponde a la Sierra Nevada de Santa Marta , la Serranía de Perijá y



la Península de La Guajira , noreste de Colombia. *Cap&Cua*, 6, 1–33.

Corredor, F. (2003). Seismic strain rates and distributed continental deformation in the northern Andes and three-dimensional seismotectonics of northwestern South America, 372, 147–166. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(03\)00276-2](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00276-2)

Cortés, M., & Angelier, J. (2005). Current states of stress in the northern Andes as indicated by focal mechanisms of earthquakes. *Tectonophysics*, 403(1–4), 29–58. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.03.020>

Coutant, O. (1989). Numerical study of the diffraction of elastic waves by fluid-filled cracks. *Journal of Geophysical Research*, 94(B12), 17805. <https://doi.org/10.1029/JB094iB12p17805>

Deutsches Geoforschungszentrum (GFZ), & Partners. (2019). GEOFON Program GFZ Potsdam :: Programme GFZ Potsdam. Recuperado el 3 de abril de 2019, de <https://geofon.gfz-potsdam.de/>

Dziewonski, A. M., Chou, T.-A., & Woodhouse, J. H. (1981). Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 86(B4), 2825–2852. <https://doi.org/10.1029/JB086iB04p02825>

Ellsworth, W. L. (2003). Appendix D Magnitude and Area Data for Strike Slip Earthquakes, 13. Recuperado de <http://citeseerx.ist.psu.edu/viewdoc/download?doi=10.1.1.400.3947&rep=rep1&type=pdf>

Estrada, L. A. (2009). Procesamiento de datos geofísicos. *Cátedra de Geofísica*, 29.

Estrada, L. A., & Goldbach, J. R. (2011). Localización de Epicentros. *Cátedra de Geofísica*, 21. Recuperado de <https://catedras.facet.unt.edu.ar/geofisica/wp-content/uploads/sites/4/2014/02/localizacion-de-epicentros.pdf>

Flinch, J. F., Amaral, J., Doulcet, A., Mouly, B., Osorio, C., & Marc Pince, J. (2003). *Onshore-Offshore Structure of the Northern Colombia Accretionary Complex*. Barcelona. Recuperado de [http://www.searchanddiscovery.com/abstracts/pdf/2003/intl/extend/ndx\\_83045.pdf](http://www.searchanddiscovery.com/abstracts/pdf/2003/intl/extend/ndx_83045.pdf)

Giunta, G., Beccaluva, L., & Siena, F. (2006). Caribbean Plate margin evolution: constraints and current problems. *Geologica Acta*, 4(1–2), 265–278. <https://doi.org/10.1344/105.000000369>

Granja Bruña, L., Carbó Gorosabel, A., & Muñoz Martín, A. (2005). *GEODINÁMICA DEL BORDE NORESTE DE LA PLACA CARIBE*. Universidad Complutense de Madrid, Departamento de Geodinámica, Facultad de ciencias geológicas, Madrid.

La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.

Recuperado de  
[https://eprints.ucm.es/5870/1/GEODINÁMICA\\_DEL\\_BORDE\\_NE\\_DE\\_LA\\_PLACA\\_CARIBE.pdf](https://eprints.ucm.es/5870/1/GEODINÁMICA_DEL_BORDE_NE_DE_LA_PLACA_CARIBE.pdf)

Gutenberg, B., & Richter, C. F. (1956). Earthquake magnitude, intensity, energy and acceleration (Second Paper). *Bulletin of the seismological society of America*, 41. Recuperado de <https://authors.library.caltech.edu/48033/1/105.full.pdf>

Hanks, T. C., & Bakun, W. H. (2008). M-logA Observations for Recent Large Earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 98(1), 490–494. <https://doi.org/10.1785/0120070174>

Havskov, J., & Ottemöller, L. (2003). *SEISAN: THE EARTHQUAKE ANALYSIS SOFTWARE (V8.0)*. (Department of Earth Science (University of Bergen) & British Geological Survey, Eds.). Bergen, Norway: Murchison House.

Heimann, S. (2011). A Robust Method To Estimate Kinematic Earthquake Source Parameters. *Geowissenschaften*. *Geowissenschaften*. Recuperado de <http://agris.fao.org/agris-search/search.do?recordID=AV2012069452>

Heimann, S., Kriegerowski, M., Isken, M., Cesca, S., Daout, S., Grigoli, F., ... Dahm, T. (2017). Pyrocko - An open-source seismology toolbox and library. V. 0.3. GFZ Data Services. Potsdam: Deutsches Geoforschungszentrum.

Instituto de Geofísica-UNAM. (2009). Magnitud de un sismo. *Reportes Especiales*, 1(1), 4. Recuperado de [www.ssn.unam.mx/jsp/reportesEspeciales/Magnitud-de-un-sismo.pdf%5Cn](http://www.ssn.unam.mx/jsp/reportesEspeciales/Magnitud-de-un-sismo.pdf%5Cn)

Iturralde-Vinent, M. A., & Lidiak, E. G. (2006). Caribbean Tectonic, Magmatic and Stratigraphic Events. Implications for Plate Tectonics. *Geologica Acta: an international earth science journal*, 4(1–2), 1–5. Recuperado de <https://www.redalyc.org/html/505/50540201/>

James, K. H. (2009). In situ origin of the Caribbean: discussion of data. *Geological Society of London, Special Publications*, 328, 77–125. <https://doi.org/10.1144/SP328.3>

Kairuz, E., Arismendy, R., Robles, J., Cuevas, D., Moreno, L., Guerrero, M., ... Osorio, J. (2017). PROVINCIAS ESTRUCTURALES DE LA PORCIÓN OFFSHORE CONTINENTAL DEL CARIBE COLOMBIANO. Santa Marta, Colombia: XVI Congreso Colombiano de Geología, II Simposio de exploradores “Geología, sociedad y territorio”.

Kissling, E., Ellsworth, W. L., Eberhart-Phillips, D., & Kradolfer, U. (1994). Initial reference models in local earthquake tomography. *Journal of Geophysical Research*, 99(10), 12.

La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.

- Kissling, E., Kradolfer, U., & Maurer, H. (1995). Program VELEST USER'S GUIDE - Short Introduction. *Institute of Geophysics and Swiss Seismological Service, ETH Zurich*, 31. Recuperado de <ftp://93.63.40.27/pub/mario.anselmi/velest.pdf>
- Londoño, J. M., Bohórquez, O. P., & Ospina, L. F. (2010). Tomografía Sísmica 3D Del Sector De Cúcuta, Colombia. *Boletín de Geología*, 32(1), 35.
- Mallet, R. (1862). *Great Neapolitan Earthquake of 1857: The First Principles of Observational Seismology* (Royal Society). London, Great Britain: Chapman & Hall. Recuperado de <https://archive.org/details/greatneapolitan01britgoog>
- Mann, P., Kroehler, M., Escalona, A., Magnani, B., & Christeson, G. L. (2007). Subduction Along the South Caribbean Deformed Belt: Age of Initiation and Backthrust Origin. *American Geophysical Union*.
- Marco Geoestadístico Nacional. (2017). Marco Geoestadístico Nacional. Recuperado el 7 de julio de 2019, de [https://geoportal.dane.gov.co/metadatos/descarga\\_mgn/](https://geoportal.dane.gov.co/metadatos/descarga_mgn/)
- Marín, J. P., Bermúdez, H. D., Aguilera, R., Jaramillo, J. M., Rodríguez, J. V., Ruiz, E. C., & Cerón, M. R. (2010). Evaluación geológica y prospectividad sector Sinú-Urabá. *Boletín de Geología*, 32, 9. Recuperado de <https://revistas.uis.edu.co/index.php/revistaboletindegelogia/article/view/1013/1387>
- Millones Jáuregui, J. L. (2005). *Localización de un sismo utilizando una estación de tres componentes. Cap. 3*. Universidad Nacional Mayor de San Marcos. Recuperado de [http://sisbib.unmsm.edu.pe/bibvirtualdata/Tesis/Basic/millones\\_jj/cap3.PDF](http://sisbib.unmsm.edu.pe/bibvirtualdata/Tesis/Basic/millones_jj/cap3.PDF)
- Ministerio de Ambiente, V. y D. T. (2010). *Reglamento colombiano de construcción sismo resistente (NSR-10)*. Bogotá, D.C. Recuperado de [www.imprenta.gov.co](http://www.imprenta.gov.co)
- Monsalve Mejía, G. (2018). Teoría sobre cálculo del hipocentro de un sismo.
- Mora-Páez, H., Kellogg, J. N., Freymueller, J. T., Mencin, D., Fernandes, R. M. S., Diederix, H., ... Corchuelo-Cuervo, Y. (2019). Crustal deformation in the northern Andes – A new GPS velocity field. *Journal of South American Earth Sciences*, 89(November 2018), 76–91. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.11.002>
- National Science Foundation. (2019). About IRIS | IRIS. Recuperado el 3 de abril de 2019, de [https://www.iris.edu/hq/about\\_iris](https://www.iris.edu/hq/about_iris)
- Ojeda, A., & Havskov, J. (2001). Crustal structure and local seismicity in Colombia, (1994), 575–593.
- Pedraza García, P., Pulido, N., & Dimaté, C. (2017). *CRUSTAL ACTIVITY AND SEISMOGENIC SOURCES IN THE BOGOTA REGION*. Quito.
- Pérez, O. J., Wesnousky, S. G., De La Rosa, R., Márquez, J., Uzcátegui, R., Quintero, C.,

La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.

- ... Szeliga, W. (2018). On the interaction of the North Andes plate with the Caribbean and South American plates in northwestern South America from GPS geodesy and seismic data. *Geophysical Journal International*, 214(3), 1986–2001. <https://doi.org/10.1093/gji/ggy230>
- Pindell, J. L. (1994). Evolution of the Gulf of Mexico and the Caribbean. En U. of the W. I. P. Association (Ed.), *Caribbean geology: an introduction* (pp. 13–39). Kingston, Jamaica.
- Posadas Chinchilla, A. M. (1994). Estudios simológicos con redes locales. *El estudio de los terremotos en Almería*, 41–62. Recuperado de [http://www.dipalme.org/Servicios/Anexos/anexosiea.nsf/VAnexos/IEA-ETA-C2/\\$File/ETA-C2.pdf](http://www.dipalme.org/Servicios/Anexos/anexosiea.nsf/VAnexos/IEA-ETA-C2/$File/ETA-C2.pdf)
- Puentes Torres, M. F., & Hernández Pacheco, M. E. (2013). *CARACTERIZACIÓN DE LAS FALLAS GEOLÓGICAS DE BUCARAMANGA Y SUÁREZ*. UNIVERSIDAD DISTRITAL FRANCISCO JOSÉ DE CALDAS.
- Ramírez Hoyos, L. (2018). Metodología Caracterización Simogénica. Medellín, Colombia.
- Restrepo, I., Arismendy, R., Kairuz, E., Cuevas, D., Robles, J., Moreno, L., ... Osorio, J. (2017). INTERPRETACION DE LA CONFIGURACION DEL BASAMENTO DEL CARIBE COLOMBIANO MEDIANTE EL ANÁLISIS DE MÉTODOS POTENCIALES. Santa Marta, Colombia: XVI Congreso Colombiano de Geología, II Simposio de exploradores “Geología, sociedad y territorio”.
- Schlumberger Oilfield Glossary. (2010). Discontinuidad de Mohorovicic. Recuperado el 27 de febrero de 2018, de [http://www.glossary.oilfield.slb.com/es/Terms/m/mohorovicic\\_discontinuity.aspx](http://www.glossary.oilfield.slb.com/es/Terms/m/mohorovicic_discontinuity.aspx)
- Shearer, P. M. (2009). *Introduction to Seismology*. *Introduction to Seismology* (Cambridge). Cambridge. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511841552.011>
- Sierra O, L. M. (2011). ESTUDIO GEOELÉCTRICO PARA LA PROSPECCIÓN DE AGUAS SUBTERRÁNEAS EN LOS ALREDEDORES DEL HUMEDAL BELLO HORIZONTE, DIBULLA-GUAJIRA. *Asesorías Geológicas*, 1(1), 40.
- Sokos, E., & Zahradnik, J. (2006). ISOLA-GUI: A Matlab GUI for Moment Tensor Retrieval. Patras, Greece: Charles University in Prague, Faculty of Mathematics and Physics. Recuperado de <http://seismo.geology.upatras.gr/isola/>
- Syracuse, E. M., Maceira, M., Prieto, G. A., Zhang, H., & Ammon, C. J. (2016). Multiple plates subducting beneath Colombia, as illuminated by seismicity and velocity from the joint inversion of seismic and gravity data. *Earth and Planetary Science Letters*, 444(November 2017), 139–149. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.03.050>

- Taboada, A., Rivera, L. A., Fuenzalida, A., Cisternas, A., Philip, H., Bijwaard, H., ... Rivera, C. (2000). Geodynamics of the northern Andes: Subductions and intracontinental deformation (Colombia). American Geophysical Union.
- Tarbuck, E. J., & Lutgens, F. K. (2014). *Earth: An Introduction to Physical Geology*. (Andrew Dunaway, Ed.), *Journal of Chemical Information and Modeling* (11a ed., Vol. 53). Upper Saddle River, NJ: Pearson Education. <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.004>
- Tschanz, C. M., Marvin, R. F., Cruz B., J., Mehnert, H. H., & Cebula, G. T. (1974). Geologic Evolution of the Sierra Nevada de Santa Marta, Northeastern Colombia. *Geological Society of America Bulletin*, 85(2), 273–284. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1974\)85<273](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1974)85<273)
- Tsionas, I., Baltzopoulou, A., Tsioukas, V., & Karabinis, A. (2016). Evacuation vulnerability after an urban earthquake: mapping it using a GIS. *EBSCO*, 12(1), 1–16. Recuperado de <http://web.b.ebscohost.com/abstract?direct=true&profile=ehost&scope=site&authtype=crawler&jrnl=18325505&AN=120052057&h=5%2FhHBLUbNhxnHI93gp7cSD%2FRCPfDBTLCQKjBkVqb8imxNZY5dUa39As9DziO1HbVIjfYwqyTIL9Zc7MO0XxLg%3D%3D&crl=c&resultNs=AdminWebAuth&resultLocal>
- Universidad de Alicante. (2014). Propagación de Ondas Sísmicas, 1. Recuperado de <https://web.ua.es/es/urs/divulgacion/propagacion-de-ondas-sismicas.html#Sismograma>
- University of Bergen. (2018). Software | University of Bergen. Recuperado el 11 de abril de 2018, de <http://www.uib.no/en/rg/geodyn/54592/software#seisan>
- Van der Hilst, R., & Mann, P. (1994). Tectonic implications of tomographic images of subducted lithosphere beneath northwestern South America, 4. Recuperado de [https://watermark.silverchair.com/i0091-7613-22-5-451.pdf?token=AQECAHi208BE49Ooan9kKhW\\_Ercy7Dm3ZL\\_9Cf3qfKA485ysgAAAl4wggJaBgkqhkiG9w0BBwagggJLMIIcRWlBADCCAkAGCSqGSIB3DQEHATAeBgIghkgBZQMEAS4wEQQM9pQ\\_gFBkV841Dyb8AgEQgIICESLAgIjoCCKwmRr41H6veKZ3Fk1t4edhasm](https://watermark.silverchair.com/i0091-7613-22-5-451.pdf?token=AQECAHi208BE49Ooan9kKhW_Ercy7Dm3ZL_9Cf3qfKA485ysgAAAl4wggJaBgkqhkiG9w0BBwagggJLMIIcRWlBADCCAkAGCSqGSIB3DQEHATAeBgIghkgBZQMEAS4wEQQM9pQ_gFBkV841Dyb8AgEQgIICESLAgIjoCCKwmRr41H6veKZ3Fk1t4edhasm)
- Vidal, F., & Luzon, F. (1989). V Convenio específico sobre estudios sísmicos a desarrollar entre la Consejería de Gobernación de la Junta de Andalucía y la Universidad de Granada. Granada, España.
- Yarce, J., Monsalve, G., Becker, T. W., Cardona, A., Poveda, E., Alvira, D., & Ordoñez-Carmona, O. (2014). Seismological observations in Northwestern South America: Evidence for two subduction segments, contrasting crustal thicknesses and upper mantle flow. *Tectonophysics*, 637, 57–7. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.09.006>

## ANEXOS

### **Anexo A. Instrucciones y parámetros de VELEST usados en este trabajo según recomendaciones de (Kissling et al., 1994).**

#### VELEST

(c) 2018 Juan Sebastián Osorno Bolívar <juan.osorno@eia.edu.co>

Instrucciones para correr el programa VELEST del software SEISAN en Windows 10, en relación con el trabajo de grado "Caracterización sismogénica del Caribe colombiano". Los valores de los parámetros fueron escogidos según la naturaleza de los datos iniciales y las recomendaciones de Kissling para el cálculo del modelo de velocidad 1-D mínimo.

#### Instrucciones:

En la carpeta de cada cuadrante se crean otras carpetas para cada corrida; de la cero a la nueve en este caso, más adelante se explica por qué.

Para la corrida cero (0) es necesario tener en la carpeta del cuadrante los siguientes archivos:

1) Modelo de velocidad inicial de extensión \*.mod: OJEDA, SYRACUSE\_ALTO, SYRACUSE\_BAJO.

2) Modelo del cuadrante de extensión \*.out: Se extrajo previamente del archivo Cuadrante\_#.out, que salió de TODO\_CARIBE.out. En total hay 4 cuadrantes para la zona (2 y 3 son uno solo).

3) Archivo STATION0.hyp: Contiene todas las estaciones de la RSNC.

Cuando ya se cuente con estos archivos se procede a entrar al símbolo del sistema (cmd) localizándose en la carpeta del cuadrante, y se escribe el comando >>>velmenu (se reconoce este comando porque SEISAN está en el path de windows).

Input: Filename of earthquake data in Nordic Format. El del modelo del cuadrante (ej.: Modelo\_Cuadrante\_1.out [los sismos representativos del cuadrante])

En velmenu aparece una lista de opciones, se comienza con la creación del Command File y haciendo una inversión, se sigue con la edición del velest.cmn en la que deben de cambiarse para las primeras 5 corridas estos valores:

dmax=900

vpvs=1.780

La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.

nmod=2

vthet=0.1

iusestacorr=1

irayout idrvout ialeout idspout irflout irfrout iresout = 1

invertratio=2

ittmax=9

Guardar el archivo y cerrarlo

Luego crear el archivo de las estaciones que el programa lee a partir del Station0 y el archivo de sismos (compara todos los de la RSNC con los que encuentre en el \*.out), editar si es necesario.

Crear el modelo de velocidades (lo lee del Station0, tuvo que haberse modificado según el \*.mod de entrada) o se puede editar en este paso.

Relocate velest input with hyp -> y

Correr VELEST

Una vez se haya hecho la corrida cero, el programa crea unos archivos de salida, copiar y guardarlos todos en la carpeta Corrida\_0 (aprox. 20)

De los que quedaron afuera en la carpeta del cuadrante editar en Notepad ++ el archivo input.mod:

En el archivo invers.out ir hasta la iteración no. 8, al final de ésta aparece algo de la forma

Velocity adjustments:

vp dvp hp reflector

Velocity model 1

5.600 0.200 -6.000

6.686 0.028 4.000

7.496 0.131 25.000

7.891 -0.036 32.000

8.050 -0.015 40.000

La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.



8.226 0.010 100.000

Velocity model 2

2.682 -0.001 -6.000

3.791 0.025 4.000

4.062 0.029 25.000

4.476 -0.003 32.000

4.547 -0.001 40.000

4.625 0.005 100.000

Seleccionar la primera columna hasta los 3 decimales de cada modelo de velocidades y reemplazarla en el archivo input.mod teniendo cuidado en que en él se conserven los espacios entre columnas.

Así para cada corrida se actualiza el modelo de velocidad.

Para la corrida 1 hasta la 5 hacer lo siguiente:

Teniendo que se actualizó el modelo de velocidades en el archivo input.mod, y que este quedó en la carpeta del cuadrante, ir nuevamente al cmd e ingresar el comando >>>velest velest.cmn

Esto también tiene en cuenta que en el velest.cmn se editaron los parámetros anteriormente mencionados.

Una vez finalizadas las 9 iteraciones de la corrida 1, el archivo invers.out se actualiza con un nuevo modelo, copiar los nuevos archivos de salida generados a la carpeta Corrida\_1 y editar de la misma manera el archivo input.mod.

Siempre guardar los archivos de salida en la carpeta correspondiente.

Repetir este proceso hasta la corrida 5.

Para la corrida 6 y 7 hacer lo siguiente:

Reemplazar modelo velocidades

>>>Copy sta\_cor.out station.sta

>>>Copy fin\_hyp.cnv data.cnv

La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.

Guardar los archivos editados y correr nuevamente en el cmd, el comando >>>velest  
velest.cmn

De aquí sale el mejor modelo (confirmado por las gráficas RMS en ReadVelestOut.py)

Para la corrida 8 hacer lo siguiente:

Cambiar vthet=999.

```
>>>Copy sta_cor.out station.sta
```

```
>>>Copy fin_hyp.cnv data.cnv
```

```
>>>velest velest.cmn
```

Para la corrida 9 hacer lo siguiente:

Cambiar stathet=999, invratio=10

```
>>>Copy sta_cor.out station.sta
```

```
>>>Copy fin_hyp.cnv data.cnv
```

```
>>>velest velest.cmn
```

Aquí se obtiene los nuevos hipocentros

Para la corrida 10-11 hacer lo siguiente:

Poner a prueba el modelo. Desajuste de los hipocentros iniciales con programa de Matlab, repetir el proceso desde la corrida 8, debe ubicarlos en la misma parte o muy cercanamente.